



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

Καταγραφή οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων και νεφών με χρήση
ενεργητικής και παθητικής τηλεπισκόπησης

Ελένη-Βασιλική Μπουγδάνη

Διπλωματική Εργασία

ΣΧΟΛΗ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

Επιβλέπων καθηγητής: Παπαγιάννης Αλέξανδρος, Καθηγητής ΕΜΠ

Αθήνα, Φεβρουάριος 2023



NATIONAL TECHNICAL UNIVERSITY

Study of the aerosol and cloud optical properties using active and passive
remote sensing techniques

Eleni-Vasiliki Bougdani

Diploma Thesis

SCHOOL OF APPLIED MATHEMATICS AND PHYSICAL SCIENCES

Supervisor: Papayannis Alex, Professor NTUA

Athens, February 2023



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΣΧΟΛΗ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΩΝ ΚΑΙ
ΦΥΣΙΚΩΝ ΕΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ

Καταγραφή οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων και νεφών με χρήση ενεργητικής και
παθητικής τηλεπισκόπησης

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Ελένη-Βασιλική Μπουγδάνη

Επιβλέπων Καθηγητής: Παπαγιάννης Αλέξανδρος, Καθηγητής ΕΜΠ

Τριμελής εξεταστική επιτροπή

(Υπογραφή)

(Υπογραφή)

(Υπογραφή)

.....
Α. Παπαγιάννης
Καθηγητής ΕΜΠ

.....
Ε. Ρεμουντάκη
Καθηγήτρια ΕΜΠ

.....
Β. Καραθανάση
Καθηγήτρια ΕΜΠ

Αθήνα, 2023

Στην οικογένεια μου

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερώς τον Καθηγητή του ΕΜΠ και επιβλέποντα της παρούσας Διπλωματικής Εργασίας κ. Αλέξανδρο Παπαγιάννη, ο οποίος ήταν πάντα παρών και πρόθυμος να βοηθήσει. Χάρη στην υποστήριξη του και την αγάπη του για την Φυσική του Περιβάλλοντος, κατάφερε να αποκτήσω μέσα από τα διδασκόμενα μαθήματα, τις απαραίτητες γνώσεις και ερεθίσματα για το αντικείμενο αυτό. Είμαι ευγνώμων που μου μετέδωσε κι εμένα το ενδιαφέρον αυτό και μου έδωσε την δυνατότητα να ασχοληθώ με τον συγκεκριμένο κλάδο της Φυσικής, μέσω αυτής της εργασίας και να μου εντείνει την επιθυμία να ασχοληθώ και να προοδεύσω στον τομέα αυτό.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την Δρ. Χριστιάννα Παπανικολάου, που μέσα από την πολύτιμη καθοδήγηση της συνέβαλε σημαντικά για την εκπόνηση της παρούσας εργασίας και ήταν πάντα διαθέσιμη και πρόθυμη να βοηθήσει και να συμβουλευτεί για να ανταπεξέλθω στις διάφορες δυσκολίες που προκύπταν.

Τέλος, ευχαριστώ τους γονείς μου και τα αδέρφια μου Μαρία και Βασίλη, καθώς επίσης και τους φίλους μου, που με την αγάπη τους και με την υποστήριξη τους, μου έδωσαν δύναμη και κουράγιο για την εκπόνηση της Διπλωματικής Εργασίας.

ACKNOWLEDGEMENTS

Bougdani E.-V. acknowledges AERONET-Europe for providing calibration service. AERONET-Europe is part of ACTRIS-IMP project that received funding from the European Union (H2020-INFRADEV-2018-2020) under Grant Agreement No 871115. She also gratefully acknowledges the NOAA Air Resources Laboratory (ARL) for the provision of the HYSPLIT transport and dispersion model and/or READY website (<https://www.ready.noaa.gov>) used in this Thesis. Moreover, she acknowledges the use of data and/or imagery from NASA's Fire Information for Resource Management System (FIRMS) (<https://earthdata.nasa.gov/firms>), part of NASA's Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS). Finally, author acknowledges the use of dust data and/or images were provided by the WMO Barcelona Dust Regional Center and the partners of the Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS) for Northern Africa, the Middle East and Europe.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ ΜΕΡΟΣ Ι

Το πρώτο μέρος της παρούσας Διπλωματικής Εργασίας αφορά τη μελέτη των αιωρούμενων σωματιδίων της ατμόσφαιρας, στη περιοχή της Αθήνας, με χρήση παθητικής τηλεπισκόπησης, μέσω της ανάλυσης και σύγκρισης των μετρήσεων των ηλιακών φωτόμετρων CIMEL του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου και του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, με σκοπό τον έλεγχο της καλής λειτουργίας του φωτομέτρου του ΕΜΠ, και την σωστή διαδοχή του στις μετρήσεις των αερολυμάτων στο Λεκανοπέδιο Αθηνών.

Το πρώτο κεφάλαιο αφορά τα αιωρούμενα σωματίδια και τις επιπτώσεις τους στο γήινο κλίμα (έμμεσες και άμεσες). Συγκεκριμένα, αναλύονται τα κύρια χαρακτηριστικά των αιωρούμενων σωματιδίων, οι κατηγορίες στις οποίες κατατάσσονται με βάση τη πηγή προέλευσης τους και τέλος, εξετάζονται οι φυσικές, χημικές και οπτικές ιδιότητές τους.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται εκτενής περιγραφή των οργάνων και των μέσων που χρησιμοποιήθηκαν για να ληφθούν τα δεδομένα που μελετήθηκαν. Συγκεκριμένα, περιγράφεται η αρχή λειτουργίας του φωτομέτρου CIMEL, το μοντέλο HYSPLIT, καθώς και το Δίκτυο AERONET το οποίο παρείχε τη δυνατότητα να αντλήσουμε τα δεδομένα των μετρήσεων των δύο ηλιακών φωτόμετρων. Στο ίδιο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι ορισμοί των όρων Aerosol Optical Depth (AOD) και συντελεστή Ångström.

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που ελήφθησαν στο πλαίσιο της εργασίας αυτής. Αρχικά παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της σύγκρισης των δύο φωτόμετρων (CIMEL NTUA – CIMEL NOA), με βάση τις τιμές του AOD για τις κοινές ημερομηνίες λειτουργίας τους και εξετάζεται η συσχέτιση τους για τη χρονική περίοδο Αύγουστος-Νοέμβριος 2021, στα μήκη κύματος 340, 380, 440, 500, 675, 870, 1020, 1640 nm. Στη συνέχεια, για τις περιπτώσεις που καταγράφηκαν πολύ μεγάλες τιμές AOD, γίνεται ανάλυση της προέλευσης των σωματιδίων και παρουσιάζεται η κατανομή του μεγέθους τους και η μεταβολή του συντελεστή Ångström.

Το πρώτο μέρος της εργασίας ολοκληρώνεται στο τρίτο κεφάλαιο, όπου παρουσιάζονται τα βασικά συμπεράσματα της έρευνας.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ ΜΕΡΟΣ ΙΙ

Το αντικείμενο του δεύτερου μέρους της παρούσας Διπλωματικής Εργασίας είναι η μελέτη των νεφών που καταγράφηκαν στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο κατά τη περίοδο 2014-2019, με χρήση της ενεργητικής τηλεπισκόπησης laser της ατμόσφαιρας (τεχνική lidar), μέσω ανάλυσης των μετρήσεων για την ανάκτηση των γεωμετρικών ιδιοτήτων και τη στατιστική επεξεργασία τους.

Το πρώτο κεφάλαιο αφορά τα νέφη και το ρόλο τους στο ενεργειακό ισοζύγιο της γήινης ατμόσφαιρας. Συγκεκριμένα, εξετάζεται η φύση των νεφών, οι μηχανισμοί δημιουργίας τους, καθώς και οι διάφοροι τύποι νεφών που διακρίνονται με βάση τη μορφολογία τους και το ύψος της βάσης τους.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται μια γενικότερη επισκόπηση της τεχνικής lidar, καθώς, επίσης, και των βασικών εξισώσεων που διέπουν τη τεχνική lidar για την ανάλυση των οπτικών ιδιοτήτων των νεφών (lidar ελαστικής και ανελαστικής οπισθοσκέδασης).

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται μια εκτενής περιγραφή του συστήματος lidar που χρησιμοποιήθηκε και των μέσων από τα οποία αντλήθηκαν τα δεδομένα. Συγκεκριμένα, για τη λήψη των μετρήσεων της κατακόρυφης κατανομής των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων χρησιμοποιήθηκε το σύστημα lidar EOLE του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου. Επιπλέον, περιγράφεται συνοπτικά η διαδικασία επεξεργασίας των δεδομένων lidar και η μέθοδος της βαθμίδας του σήματος lidar που χρησιμοποιήθηκε για την ανάκτηση των γεωμετρικών ιδιοτήτων των νεφών.

Ακολούθως, στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η στατιστική ανάλυση των γεωμετρικών ιδιοτήτων των νεφών, που υπολογίσθηκαν με βάση τις μετρήσεις του συστήματος lidar EOLE, κατά τη περίοδο 2014-2019.

Τέλος, στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα συμπεράσματα της μελέτης αυτής.

ABSTRACT PART I

The first part of this Diploma Thesis concerns the study of suspended particles in the atmosphere, over of Athens, using the passive remote sensing technique in the atmosphere, though the analysis and comparison the data acquired by the sun photometer CIMEL of the National Technical University of Athens (NTUA) and the National Observatory of Athens (NOA) with the aim of checking correct operation of a CIMEL instrument at NTUA.

The first chapter deals with the suspended particles and demonstrates their role effects on the Earth's radiative budget (indirect and direct effect). Specifically, the main characteristics of the suspended particles, the categories into which they are classified based on their source of origin and finally, their physical, chemical and optical properties are examined.

In the second chapter we present an extensive description of the instruments used to obtain the analysed data. Specifically, the operating principle of the CIMEL photometer, the HYSPLIT model, as well as the AERONET Network in which the NTUA CIMEL photometer is part of. In the same chapter the terms the aerosol optical depth (AOD) and the Ångström coefficient are presented.

The third chapter presents the results obtained in the frame of this Thesis. First, the results of the comparison between two instruments (CIMEL NTUA – CIMEL NOA) are presented, based on the AOD values during the common operating dates of the instruments, and their correlation is examined for the period August-November 2021, at wavelengths 340 , 380, 440, 500, 675, 870, 1020, 1640 nm. Then, for the cases where very large AOD values were recorded, the origin of the particles is analysed together with their size distribution as well as the change in the Ångström coefficient are presented.

The first part of this Thesis is completed in the third chapter, presenting the main conclusions of our research.

ABSTRACT PART II

The aim of the second part of this Diploma Thesis is the study of the clouds observed over the National Technical University of Athens during the period 2014-2019, using active remote sensing technique (lidar technique) in the atmosphere, through the analysis of data related to their geometric properties and statistical processing.

The first chapter aims to present the role of clouds in the Earth's radiation budget. In particular, the nature of clouds, their formation mechanisms, as well as the various types of clouds that are distinguished based on their morphology and the base height, are examined.

In the second chapter there is a general overview of the lidar technique, as well as the basic equations underlying the lidar systems for the analysis of the optical properties of clouds (elastic and inelastic backscatter lidar).

In the third chapter, an extensive description of the instrument used and the media from which the data were obtained is presented. In particular, the EOLE lidar system of the National Technical University of Athens was used to obtain the analysed data. Furthermore, the data processing procedure and the gradient method, used to derive the geometrical properties, are briefly described.

In the fourth chapter, a statistical analysis of the geometrical properties of the clouds retrieved from the EOLE lidar measurements is presented, for the period 2014-2019.

Finally, the fifth chapter presents the main conclusions of our study.

Πίνακας περιεχομένων

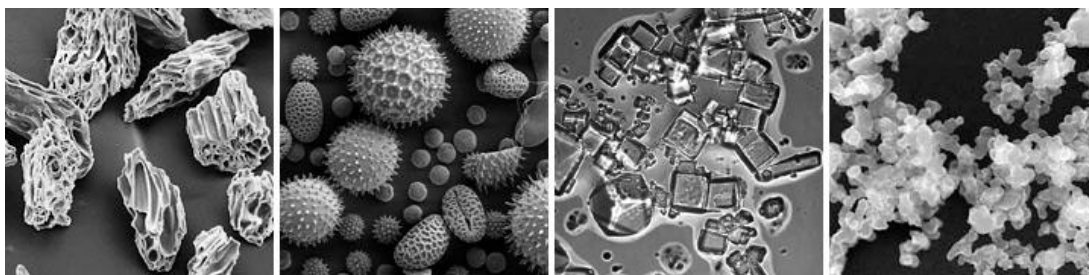
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ.....	6
ΠΕΡΙΛΗΨΗ ΜΕΡΟΣ Ι.....	7
ΠΕΡΙΛΗΨΗ ΜΕΡΟΣ ΙΙ.....	8
ABSTRACT PART I.....	9
ABSTRACT PART II	10
ΜΕΡΟΣ Ι: ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΑ ΚΑΙ ΗΛΙΑΚΑ ΦΩΤΟΜΕΤΡΑ	13
1. ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΑ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ.....	13
1.1 Γενικά	13
1.2 Πηγές αιωρούμενων σωματιδίων.....	14
1.3 Φυσικές, χημικές και οπτικές ιδιότητες αιωρούμενων σωματιδίων	18
1.4 Επίδραση αερολυμάτων στο γήινο κλίμα.....	20
2. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΤΑΞΗ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	22
2.1 Δίκτυο AERONET	22
2.2 Ηλιακό φωτόμετρο CIMEL.....	24
2.3 Ατμοσφαιρικό Μοντέλο HYSPLIT	25
2.4 Υπολογισμός Οπτικού Πάχους Σωματιδίων (AOD)	26
2.5 Υπολογισμός Συντελεστή Ångström	28
3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	29
3.1 Σύγκριση μετρήσεων NTUA-NOA	29
3.2 Μέγεθος σωματιδίων και συντελεστή Ångström	40
4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	48
ΜΕΡΟΣ ΙΙ: ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΤΕΧΝΙΚΗΣ LIDAR	49
1. ΝΕΦΗ	49
1.1 Νέφη	49
1.2 Μηχανισμοί δημιουργίας νεφών	49
1.3 Τύποι νεφών	50
1.4 Ρόλος νεφών στο κλίμα.....	52
2. ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ ΜΕ ΤΕΧΝΙΚΗ LIDAR.....	54
2.1 Τεχνική lidar.....	54
2.2 Οπτικές ιδιότητες νεφών	58
3. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟΣ ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ	62
3.1 Το σύστημα lidar EOLE του ΕΜΠ	62
3.2 Διαδικασία επεξεργασίας δεδομένων	64
3.3 Μέθοδος βαθμίδας	64
4. ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ.....	66
4.1 Ποσοστιαίες Κατανομές	66
4.2 Εποχιακές Κατανομές	67
4.3 Διαγράμματα Πλαισίου.....	71
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	77
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	78
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α'	82
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β'.....	87

ΜΕΡΟΣ Ι: ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΑ ΚΑΙ ΗΛΙΑΚΑ ΦΩΤΟΜΕΤΡΑ

1. ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΑ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ

1.1 Γενικά

Τα αιωρούμενα σωματίδια (Suspended Particular Matter, SPM) ή αλλιώς αερολύματα ορίζονται ως στερεά, υγρά ή μικτά σωματίδια που αιωρούνται στον αέρα και αποτελούν ένα από τα πιο σημαντικά συστατικά της ατμόσφαιρας (Wang et al., 2001). Μερικά χαρακτηριστικά παραδείγματα αιωρούμενων σωματιδίων είναι η ερημική σκόνη, ο καπνός, η ομίχλη και η ιπτάμενη τέφρα. Τα αερολύματα θεωρούνται γενικά ως σωματίδια διαφορετικού μεγέθους και έχουν διάμετρο μεγαλύτερη από 0.0002 μm και μικρότερη από 100 μm . Τα σωματίδια προέρχονται στην ατμόσφαιρα είτε από φυσικές πηγές (ωκεανοί, έρημοι, εκρήξεις ηφαιστείων, κ.α.), είτε από ανθρωπογενείς δραστηριότητες. Συνήθως τα φυσικά αερολύματα είναι τέσσερις έως πέντε φορές μεγαλύτερα από τα ανθρωπογενή, σε παγκόσμια κλίμακα. Τα αερολύματα μπορεί είτε να εκπέμπονται απευθείας στην ατμόσφαιρα είτε να σχηματίζονται εκεί από την οξείδωση πρόδρομων αερίων. Τα σωματίδια αυτά αναφέρονται ως πρωτογενή και δευτερεύοντα σωματίδια, αντίστοιχα (Sienfeld and Pandis, 2016). Στην **Εικόνα I.1.1** παρουσιάζεται η ευρεία ποικιλία των σχημάτων και των μεγεθών, διαφόρων αερολυμάτων.



Εικόνα I.1. 1: Εικόνες ηλεκτρονικού μικροσκοπίου (διαφορετικής κλίμακας), απεικονίζουν την ευρεία ποικιλία των σχημάτων των αερολυμάτων. Από αριστερά προς τα δεξιά: ηφαιστειακή τέφρα, γύρι, θαλασσινό αλάτι και αιθάλη (μαύρος άνθρακας) (Πηγή: <https://earthobservatory.nasa.gov/features/Aerosols>).

Τα πρωτογενή αερολύματα αποτελούνται τόσο από ανόργανα όσο και από οργανικά συστατικά. Τα ανόργανα πρωτογενή αερολύματα συνήθως προέρχονται από τη θάλασσα, τα ηφαίστεια και την ορυκτή σκόνη και είναι σχετικά μεγάλα σε μέγεθος με διάμετρο συνήθως μεγαλύτερη από 1 μm . Τα σωματίδια αυτά έχουν μικρή διάρκεια ζωής στην ατμόσφαιρα, συνήθως μόνο λίγες ημέρες. Οι διεργασίες καύσης, η καύση βιομάζας και τα φυτικά ή μικροβιακά υλικά είναι πηγές ανθρακούχων αερολυμάτων, συμπεριλαμβανομένων τόσο του οργανικού άνθρακα (OC) όσο και του στερεού μαύρου άνθρακα (BC). Το BC είναι το κύριο ανθρωπογενές συστατικό που απορροφά έντονα την προσπίπτουσα σε αυτά ακτινοβολία. Τα πρωτογενή αερολύματα που περιέχουν OC και BC έχουν διάμετρο μικρότερη από 1 μm (Myhre et al., 2013).

Τα δευτερογενή αερολύματα παράγονται στην ατμόσφαιρα από πρόδρομα αέρια με συμπύκνωση ατμών σε προϋπάρχοντα σωματίδια ή με πυρηνοποίηση νέων σωματιδίων. Τα δευτερεύοντα σωματίδια είναι μικρά, με διάμετρο από μερικά nm έως 1 μm και έχουν διάρκεια ζωής από ημέρες έως εβδομάδες. Αποτελούνται από μείγματα ενώσεων και τα κύρια συστατικά τους είναι θεικές και νιτρικές ενώσεις, καθώς και OC. Τα κύρια πρόδρομα αέρια εκπέμπονται κυρίως από την

κάυση ορυκτών καυσίμων, αλλά και από πυρκαγιές και εκπομπές πτητικών οργανικών ενώσεων (VOCs) (Myhre et al., 2013).

Τα χονδροειδή και τα λεπτά σωματίδια μετασχηματίζονται χωριστά και απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα με διαφορετικούς μηχανισμούς. Συγκεκριμένα υπάρχουν δύο μηχανισμοί απομάκρυνσης τους από της ατμόσφαιρα: με εναπόθεση στην επιφάνεια της Γης (ξηρή εναπόθεση) και με ενσωμάτωση σε σταγονίδια νεφών κατά το σχηματισμό της βροχόπτωσης (υγρή εναπόθεση). Επιπλέον, απαιτούν διαφορετικές τεχνικές για την απομάκρυνσή τους από τις πηγές, έχουν διαφορετική χημική σύνθεση και διαφορετικές οπτικές ιδιότητες.

Γενικά, τα αιωρούμενα σωματίδια μπορούν να μεταβάλλουν το μέγεθος και τη χημική σύστασή τους μέσω της πήξης με άλλα σωματίδια, της συμπύκνωσης ή της εξάτμισης ειδών ατμού, των χημικών αντιδράσεων, αλλά και με ενεργοποίηση με την παρουσία υπερκορεσμένου νερού για να μετατραπούν σε σταγονίδια ομίχλης και υδροσταγονίδια. Αυτή η πολυπλοκότητά τους καθιστά δύσκολη την πρόβλεψη και τη μοντελοποίηση των ιδιοτήτων του αερολύματος.

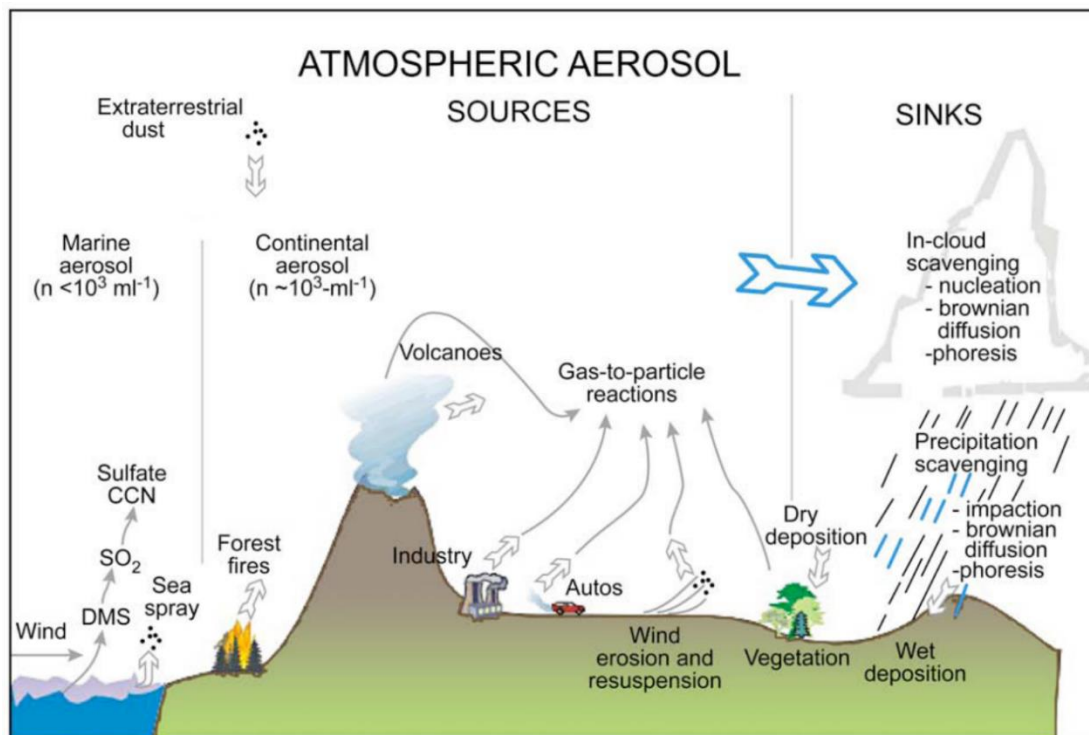
1.2 Πηγές αιωρούμενων σωματιδίων

Η πηγή προέλευσης των αερολυμάτων αποτελεί ένα από τα καθοριστικά χαρακτηριστικά των ιδιοτήτων τους. Εξαιτίας της πολλαπλής επιρροής της προέλευσης του αερολύματος στις ιδιότητες, οι πηγές αερολύματος μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την ταξινόμηση τους σε διαφορετικές κατηγορίες. Γενικά τα αιωρούμενα σωματίδια ευρίσκονται τόσο στην τροπόσφαιρα, όσο και στην στρατόσφαιρα. Τα σωματίδια της τροπόσφαιρας εμφανίζουν μεγαλύτερη διακύμανση στη χωρική και χρονική τους κατανομή, καθώς και στη χημική τους σύσταση. Αντίθετα, τα σωματίδια της στρατόσφαιρας παρουσιάζουν μεγαλύτερο χρόνο παραμονής τους σε αυτή.

Τα αιωρούμενα σωματίδια της τροπόσφαιρας ανάλογα με την προέλευση τους, διακρίνονται σε τρεις κύριες κατηγορίες. Σε κάθε περίπτωση η σύσταση, οι οπτικές και οι μικροφυσικές τους ιδιότητες είναι διαφορετικές. Επομένως υπάρχουν αερολύματα με:

- Θαλάσσια προέλευση (marine)
- Ηπειρωτική προέλευση (continental)
- Πολική προέλευση (polar)

Στη περίπτωση των σωματιδίων με ηπειρωτική προέλευση, υπάρχουν τρεις επιπλέον κατηγορίες ανάλογα με την προέλευση τους. Συγκεκριμένα είναι η αστική προέλευση (urban aerosols), η προέλευση από απομακρυσμένες αγροτικές περιοχές (rural aerosols) και η προέλευση από τις διάφορες ερήμους (desert dust aerosols). Έχει παρατηρηθεί ότι τα σωματίδια που προέρχονται από την έρημο Σαχάρα, μπορούν να ταξιδέψουν σε πολύ μεγάλες αποστάσεις (Παπαγιάννης, 2014). Στην **Εικόνα I.1.2** παρουσιάζονται οι κύριες πηγές προέλευσης των αερολυμάτων.



Εικόνα Ι.1. 2: Σχηματική απεικόνιση πηγών προέλευσης ατμοσφαιρικών αερολυμάτων (Παπαγιάννης, 2020).

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, ατμοσφαιρικά αερολύματα μπορούν να δημιουργηθούν από φυσικές και ανθρωπογενείς πηγές. Κύριες φυσικές πηγές αποτελούν οι έρημοι (άλατα πυριτίου και σιδήρου), η καύση βιομάζας (αιθάλη), τα υπολείμματα πετρωμάτων (εδαφική σκόνη) και η ηφαιστειακή δραστηριότητα (θειικά άλατα). Οι εκπομπές αερολυμάτων που αποδίδονται στις ανθρώπινες δραστηριότητες προέρχονται από: τη καύση ορυκτών καυσίμων, τις βιομηχανικές δραστηριότητες, τις μη βιομηχανικές πηγές (π.χ. σκόνη δρόμων και αιολική διάβρωση) και τα μέσα μεταφοράς (π.χ. αυτοκίνητα).

1.2.1 Τύποι αερολυμάτων

Υπάρχουν έξι κύριοι τύποι ατμοσφαιρικών αερολυμάτων, ανάλογα με την πηγή προέλευσής τους και η χημική τους σύσταση. Συγκεκριμένα οι τύποι αερολυμάτων είναι (Kokhanovsky, 2017):

Αστικά αερολύματα (urban aerosols)

Τα αερολύματα αστικής προέλευσης αποτελούνται από πρωτογενή και δευτερογενή σωματίδια. Συγκεκριμένα, τα πρωτογενή σωματίδια προέρχονται από βιομηχανικές δραστηριότητες, μεταφορές, φυσικές πηγές και από πηγές παραγωγής ενέργειας. Αντίθετα, τα δευτερογενή σωματίδια προέρχονται από μηχανισμούς μετατροπής αερίου-σωματιδίου. Η πλειονότητα των αστικών αερολυμάτων έχουν διάμετρο 0.1-0.5 μm . Ωστόσο, εξαιτίας της ανθρωπογενούς προέλευσής τους, εμφανίζουν διακυμάνσεις στη συγκέντρωση, την κατανομή και την εποχικότητα τους.



Εικόνα I.1. 3: Εκπομπές αέριων ρύπων σε βιομηχανική περιοχή (Πηγή: <https://www.frontiersin.org/research-topics/16548/climate-change-aerosol-pollution-and-public-health-risk-in-an-urban-context>).

Ηπειρωτικά αερολύματα (rural aerosols)

Τα αερολύματα ηπειρωτικής προέλευσης προέρχονται κυρίως από φυσικές πηγές ή ανθρωπογενείς επιδράσεις. Αποτελούνται από υδατοδιαλυτά θειικά και νιτρικά άλατα, αιθάλη, οργανικό άνθρακα, γύρη και άλλα φυσικά υλικά και ανάλογα με την συνεισφορά τους είναι εφικτό να εμφανίσουν οπτικές ιδιότητες όμοιες με αυτές της αστικής ρύπανσης. Η πλειοψηφία αυτών των αερολυμάτων έχουν διάμετρο 0.02-0.08 μm (Jaenicke, 1993).

Θαλάσσια αερολύματα (marine aerosols)

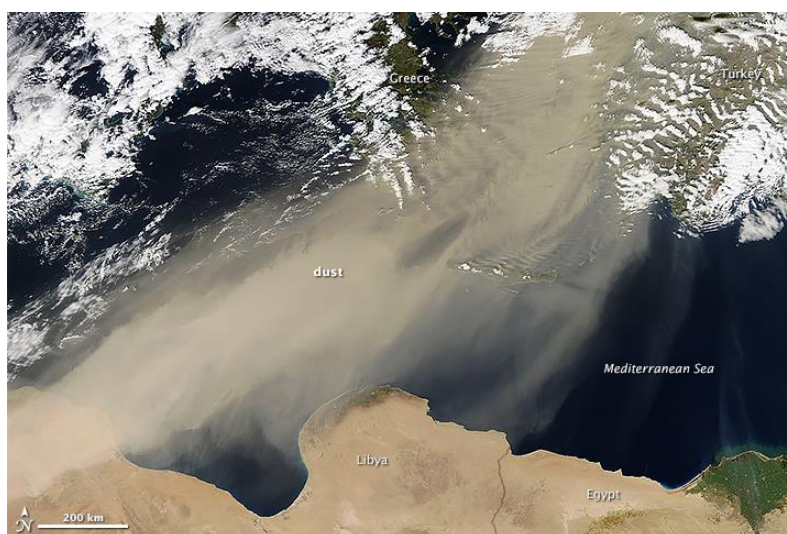
Τα θαλάσσια αερολύματα περιλαμβάνουν πρωτογενή και δευτερογενή συστατικά. Η πρωτογενής παραγωγή αερολύματος προκύπτει από την αλληλεπίδραση της πίεσης του ανέμου στην επιφάνεια του ωκεανού και έχει ως αποτέλεσμα τη μηχανική παραγωγή θαλάσσιου αερολύματος (συνδυασμός ανόργανου θαλασσινού αλατιού και οργανικής ύλης). Η παγκόσμια παραγωγή θαλασσινού αλατιού (NaCl) εκτιμάται $1-3 \cdot 10^{16}$ g ετησίως (O'Dowd & de Leeuw, 2007). Τα θαλάσσια αερολύματα περιέχουν αιωρούμενα σωματίδια όλων των μεγεθών: της περιοχής των πυρήνων Aitken ($D_p < 0.1 \mu\text{m}$), της περιοχής συσσωμάτωσης ($0.1 \mu\text{m} < D_p < 0.6 \mu\text{m}$) και των αδρών σωματιδίων ($D_p > 0.6 \mu\text{m}$), όπου D_p η διάμετρος τους.



Εικόνα I.1. 4: Θαλάσσια έκταση από όπου μεταφέρονται σταγονίδια νερού με παρουσία διαφόρων αλάτων, υπό την επίδραση του ανέμου (Manning, 2015).

Αερολύματα ερημικής σκόνης (desert dust aerosols)

Τα ερημικά αερολύματα ή τα ορυκτά αερολύματα είναι σωματίδια εδάφους που αιωρούνται στην ατμόσφαιρα σε περιοχές με ξηρά και εύκολα διαβρώσιμα εδάφη, με μικρή βλάστηση και ισχυρούς ανέμους (Mahowald et al., 2013). Τα αερολύματα αυτά ευρίσκονται πάνω από τις ερήμους, αλλά συχνά μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις και τελικά να εντοπίζονται και σε άλλες περιοχές όπως οι ωκεανοί. Συγκεκριμένα, μόνο τα μικρά σωματίδια, με διάμετρο μικρότερη από 10 μm, μπορούν να μεταφερθούν σε αποστάσεις έως και 5000 km μακριά. Οι κυριότερες πηγές ερημικής σκόνης εμφανίζονται στο Βόρειο ημισφαίριο, όπου υπάρχουν μεγάλες εκτάσεις των ερήμων. Όσον αφορά τις περιοχές της μεσογείου και συγκεκριμένα την Ελλάδα, επηρεάζονται από ερημικά σωματίδια που προέρχονται συνήθως από την έρημο Σαχάρα.



Εικόνα I.1. 5: Έντονη μεταφορά αφρικανικής σκόνης στη περιοχή της Μεσογείου (Πηγή: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/85218/saharan-dust-over-the-mediterranean-sea>).

Πολικά αερολύματα (polar aerosols)

Τα πολικά αερολύματα συναντώνται κοντά στην επιφάνεια της γης στις περιοχές της Αρκτικής και της Ανταρκτικής και έχουν υποστεί γήρανση. Τα πολικά αερολύματα αποτελούνται από ύλη πλούσια σε άνθρακα, ορυκτή σκόνη (mineral dust), θαλασσίνο αλάτι και θειικά άλατα. Έχει παρατηρηθεί ότι κατά τη διάρκεια του χειμώνα έως και τις αρχές της άνοιξης τα αρκτικά σωματίδια επηρεάζονται έντονα από ανθρωπογενής παράγοντες, με αποτέλεσμα να αυξάνεται η συγκέντρωσή τους σε πάνω από 200 cm⁻³ (Κόκκαλης, 2014).

Ηφαιστειακά αερολύματα (volcanic aerosols)

Τα ηφαιστειακά αερολύματα επηρεάζουν σημαντικά το κλίμα της Γης και αποτελούν τα σημαντικότερα φυσικά αερολύματα. Ευρίσκονται στη στρατόσφαιρα μετά από μεγάλες ηφαιστειακές εκρήξεις όπως το όρος Pinatubo (Εικόνα I.1.6), αλλά και την τροπόσφαιρα. Οι ηφαιστειακές εκρήξεις παρέχουν δύο συστατικά για το σχηματισμό αερολύματος: πρόδρομα αέρια για μετατροπή αερίου σε σωματίδιο (GPe) και τέφρα (Jaenicke, 1993). Το κυρίαρχο στρώμα αερολύματος, στην πραγματικότητα σχηματίζεται από αέριο διοξείδιο του θείου το οποίο μετατρέπεται σε σταγονίδια θειικού οξέος στη στρατόσφαιρα κατά τη διάρκεια μιας εβδομάδας έως αρκετών μηνών μετά την

έκρηξη. Οι ισχυροί άνεμοι που πνέουν στην στρατόσφαιρα εξαπλώνουν τα αερολύματα και αυτά μπορούν να παραμείνουν στην ατμόσφαιρα έως και δύο χρόνια. Ωστόσο τα περισσότερα από τα πρωτογενή σωματίδια που εκτοξεύονται από τα ηφαίστεια είναι πολύ μεγάλα και δεν μπορούν να μεταφερθούν σε μεγάλες αποστάσεις. Επομένως, το στρώμα αερολύματος που σχηματίζεται στην στρατόσφαιρα αντανακλά το φως του ήλιου, μειώνοντας έτσι την ποσότητα ενέργειας που φτάνει την επιφάνεια της Γης, με αποτέλεσμα την ψύξη της (Allen, 2017).



Εικόνα I.1. 6: Η έκρηξη του Pinatubo στις Φιλιππίνες το 1991 (Rosenberg, 2019).

1.3 Φυσικές, χημικές και οπτικές ιδιότητες αιωρούμενων σωματιδίων

Τα ατμοσφαιρικά αερολύματα, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, εμφανίζουν μεταβολές στις φυσικές, χημικές και οπτικές τους ιδιότητες. Οι φυσικές ιδιότητες, όπως για παράδειγμα το μέγεθος και το σχήμα, καθορίζονται από τους μηχανισμούς δημιουργίας τους. Οι χημικές ιδιότητες εξαρτώνται κυρίως από τις πηγές προέλευσης. Τέλος, οι οπτικές ιδιότητες καθορίζονται από το μέγεθος και τη δυνατότητα σκέδασης ή απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας.

1.3.1 Φυσικές και χημικές ιδιότητες

Το μέγεθος των αιωρούμενων σωματιδίων, εάν υποθέσουμε ότι αυτά έχουν απόλυτα σφαιρικό ή σχεδόν σφαιρικό σχήμα, εκφράζεται από τη διάμετρο τους ή από την ισοδύναμη διάμετρο εάν δεν είναι σφαιρικά. Υπάρχουν όμως και τα άμορφα σωματίδια τα οποία είναι σφαιρικά μόνο σε περιπτώσεις μεγάλης σχετικής υγρασίας, καθώς επίσης και τα κρυσταλλικά σωματίδια που εμφανίζονται σε μία μεγάλη γεωμετρική ποικιλία. Η κατανομή μεγεθών αναφέρεται στην αριθμητική πυκνότητα, τον όγκο, την μάζα ή και οποιαδήποτε άλλη ιδιότητα των σωματιδίων που μεταβάλλεται με το μέγεθος.

Το μέγεθος των σωματιδίων συμβολίζεται με την ισοδύναμη αεροδυναμική διάμετρο D_p . Υπάρχουν τέσσερις κύριες κατηγορίες διάκρισης των σωματιδίων, αναφορικά με τις διαστάσεις τους:

1. Υπέρλεπτα σωματίδια (ultra-fine): $0.001 \mu\text{m} \leq D_p \leq 0.01 \mu\text{m}$
2. Πυρήνες συμπύκνωσης / σωματίδια Aitken: $0.01 \mu\text{m} \leq D_p \leq 0.1 \mu\text{m}$

3. Συσσωματώματα: $0.1 \mu\text{m} \leq D_p \leq 2.0 \mu\text{m}$
4. Αδρομερή σωματίδια (coarse): $D_p \geq 2.0 \mu\text{m}$

Συμπεραίνουμε, ότι καθώς αυξάνεται η διάμετρος των σωματιδίων, αυξάνεται και η πιθανότητα να κατακρημνισθούν προς την επιφάνεια της Γης. Επιπλέον, είναι εφικτό να υποστούν υγρή ή ξηρά εναπόθεση, εξαιτίας της προσκόλλησης σε ρυπαντή ή υδροσταγονίδια.

Τα σωματίδια Aitken, προέρχονται από διαδικασίες καύσης και από μετατροπές αερίων σε σωματίδια. Αυτά τα σωματίδια δρουν ως πυρήνες συμπύκνωσης των ατμών αερίων χαμηλής πίεσης, ωθώντας τα να μεγαλώσουν μέσω διαδικασιών συσσωμάτωσης. Ο χρόνος ζωής τους είναι μόλις μερικά λεπτά, εξαιτίας της γρήγορης συμπύκνωσής τους (Κόκκαλης, 2014). Τα συσσωματώματα, προέρχονται από την συμπύκνωση ατμών χαμηλής πτητικότητας (συνεχής καύση) και από τη συσσωμάτωση μικρότερων σωματιδίων από το πεδίο των πυρήνων μεταξύ τους ή με μεγαλύτερα σωματίδια. Τα συσσωματώματα αποτελούν μόνο το 5% του συνολικού αριθμού των σωματιδίων της ατμόσφαιρας, όμως είναι αρκετά σημαντικά διότι επιδρούν στο σχηματισμό των νεφών και την ανθρώπινη υγεία. Εξαιτίας της φύσης των πηγών τους, περιέχουν οργανικές και διαλυτές ανόργανες ενώσεις (π.χ. NH_4^+ , SO_4^{-2}). Τέλος, τα αδρομερή σωματίδια συνήθως παράγονται από μηχανικές διαδικασίες. Τα σωματίδια αυτά είναι αρκετά μεγάλα και μπορούν να κατακρημνίζονται γρήγορα εξαιτίας της βαρύτητας. Επειδή όμως υπάρχουν μηχανισμοί μεταφοράς μεγάλης κλίμακας, τα σωματίδια μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις. Τα αδρομερή σωματίδια περιλαμβάνουν ανόργανα συστατικά (άμμο, αλάτι) αλλά και οργανικά συστατικά που σχετίζονται κυρίως με σωματίδια σκόνης.

1.3.2 Οπτικές ιδιότητες

Οι οπτικές ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων εμφανίζονται ως αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης της ηλιακής ακτινοβολίας με αυτά. Καθώς η ακτινοβολία προσπίπτει στα σωματίδια μπορεί να συμβεί είτε σκέδαση, δηλαδή επανεκπομπή της ακτινοβολίας προς όλες τις κατευθύνσεις, είτε απορρόφηση και μετατροπή της σε θερμότητα.

Η σκέδαση και η απορρόφηση της ακτινοβολίας επηρεάζονται από το μέγεθος και τη μορφολογία των σωματιδίων, καθώς και από τον μιγαδικό δείκτη διάθλασης των σωματιδίων ($m=n+ki$). Γενικά, η εξασθένηση της ακτινοβολίας σε ένα ομογενές μέσο διάδοσης δίνεται από το νόμο Beer Lambert:

$$I = I_0 \exp \left(- \int_0^z a dz \right) \quad (1.1)$$

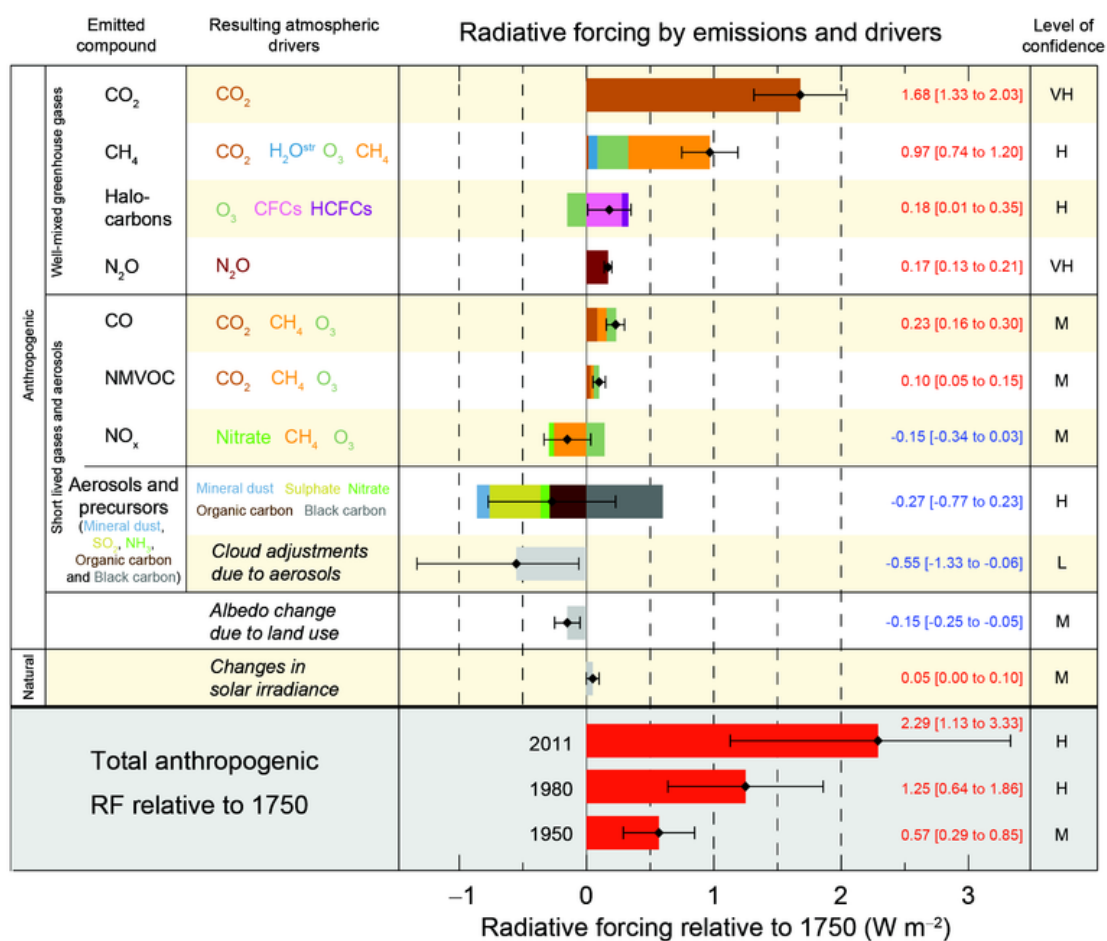
όπου I_0 είναι η ένταση της εισερχόμενης ακτινοβολίας, z η απόσταση που έχει διανύσει και a ο συντελεστής εξασθένησης.

Η σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας οφείλεται στην ύπαρξη των αιωρούμενων σωματιδίων (σκέδαση Mie) και των μορίων της ατμόσφαιρας (σκέδαση Rayleigh). Και στις δύο περιπτώσεις η σκέδαση είναι ελαστική. Σε αντίθετη περίπτωση η σκέδαση Raman είναι μη ελαστική και οφείλεται στα μόρια της ατμόσφαιρας.

Η απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας οφείλεται στα αιωρούμενα σωματίδια. Η απορρόφηση στην υπεριώδη περιοχή (60-360 nm) γίνεται κυρίως από αερολύματα που περιέχουν πυρίτιο (Si). Υπάρχουν περιπτώσεις όπου η ηλιακή ακτινοβολία μπορεί να απορροφηθεί από μόρια της ατμόσφαιρας και αυτό οδηγεί σε φωτοδιάσπαση του μορίου ή σε φωτοϊονισμό.

1.4 Επίδραση αερολυμάτων στο γήινο κλίμα

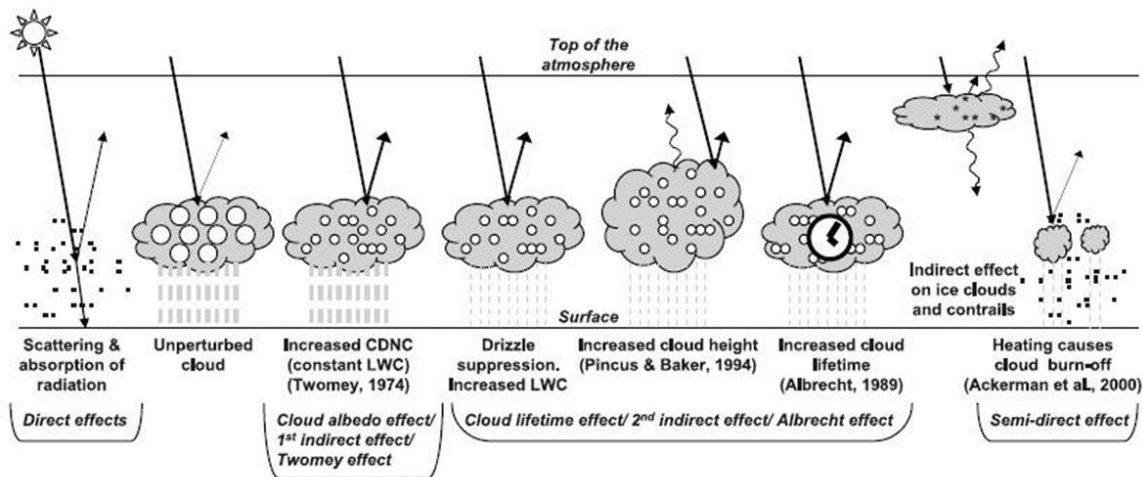
Τα ατμοσφαιρικά αερολύματα συμβάλουν σημαντικά στη διαμόρφωση του κλίματος στη Γη. Ανάλογα με τη σύνθεσή τους, είτε απορροφούν είτε αντανακλούν τη θερμότητα και το ηλιακό φως. Τα σωματίδια αιθάλης (black carbon ή BC), η ορυκτή σκόνη και ορισμένα συστατικά OC είναι οι σημαντικότεροι απορροφητές της ηλιακής ακτινοβολίας. Τα αερολύματα BC έχουν θετική επίδραση στο κλίμα (direct warming effect), ενώ αντίθετα τα αερολύματα που σκεδάζουν την ηλιακή ακτινοβολία, ενισχύουν το ψυκτικό αποτέλεσμα (Myhre et al., 2013). Σωματίδια που λειτουργούν ως σκεδαστές είναι τα οργανικά σωματίδια και αυτά που περιέχουν θειικά άλατα. Οι αλληλεπιδράσεις αυτές αποτελούν το άμεσο φαινόμενο επίδρασης των αερολυμάτων στο κλίμα. Στην **Εικόνα I.1.7** παρουσιάζεται η μέση κατακράτηση ακτινοβολίας (Wm^{-2}) που προκαλείται από τα σημαντικότερα αιωρούμενα σωματίδια, με βάση το έτος αναφοράς 1750, σε σύγκριση με το έτος 2011.



Εικόνα I.1. 7: Μέση επίδραση στο ενεργειακό ισοζύγιο των συστατικών της ατμόσφαιρας (IPCC, 2013).

Επιπρόσθετα, τα αερολύματα είναι ζωτικής σημασίας για το σχηματισμό νεφών. Πιο συγκεκριμένα, τα αερολύματα που ευρίσκονται στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας, λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης νεφών (CCN) και πυρήνες πάγου (IN), μεταβάλλοντας έτσι τη σύνθεση του νέφους και αλλάζοντας τον τρόπο με τον οποίο τα σύννεφα αντανακλούν ή/και απορροφούν την ηλιακή ακτινοβολία. Ακόμη, τα σωματίδια της ατμόσφαιρας λειτουργούν και σαν θέσεις για τη πραγματοποίηση χημικών αντιδράσεων (ετερογενής χημεία). Για παράδειγμα, στις

πολικές περιοχές κατά τη διάρκεια του χειμώνα, τα αερολύματα αναπτύσσονται και σχηματίζουν τα πολικά στρατοσφαιρικά νέφη (PSCs). Στις επιφάνειες αυτές των νεφών πραγματοποιούνται αντιδράσεις που σχηματίζουν μεγάλες ποσότητες αντιδραστικού χλωρίου καταστρέφοντας το όζον στη στρατόσφαιρα (Allen, 2017). Οι παραπάνω διαδικασίες αποτελούν το έμμεσο φαινόμενο επίδρασης των αερολυμάτων στο κλίμα.



Εικόνα Ι.1. 8: Σχηματικό διάγραμμα της επίδρασης των αιωρούμενων σωματιδίων στο γήινο κλίμα (IPCC, 2007).

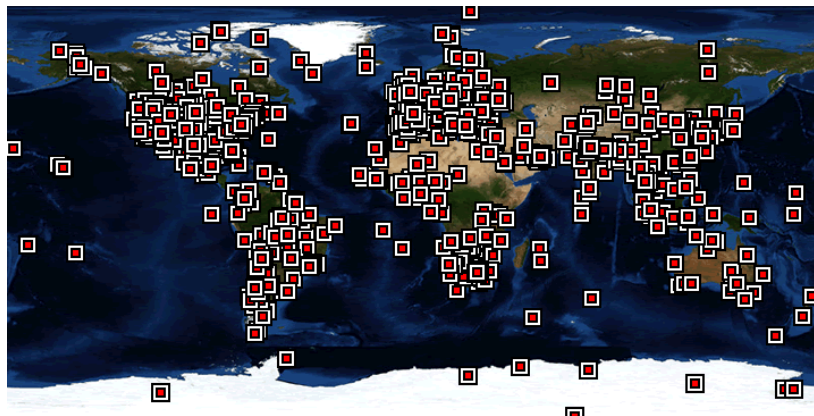
2. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΤΑΞΗ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στο πρώτο μέρος της παρούσας Διπλωματικής Εργασίας μελετάται το οπτικό πάχος των αιρούμενων σωματιδίων της ατμόσφαιρας και συγκρίνονται τα δεδομένα που λήφθηκαν από τον σταθμό ATHENS-NOA (37.972°N, 23.718°E) και από τον σταθμό ATHENS-NTUA (37.977°N, 23.783°E), μέσω του δικτύου AERONET (level 1.5). Τα εργαλεία που χρησιμοποιήθηκαν για να ληφθούν όλες οι πληροφορίες παρουσιάζονται στις παρακάτω ενότητες.

Το φωτόμετρο που βρίσκεται εγκατεστημένο στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (NOA) τέθηκε σε λειτουργία τον Μάιο 2008, έως τον Νοέμβριο 2021 οπότε και σταμάτησε. Τον Ιούλιο 2021 ένα νέο και προηγμένο φωτόμετρο CIMEL τέθηκε σε λειτουργία στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο (NTUA). Στη παρούσα Διπλωματική Εργασία καταγράφηκαν οι κοινές ημέρες λειτουργίας των δύο οργάνων και συγκρίθηκαν τα αποτελέσματα των μετρήσεων του AOD, με σκοπό να αποδειχτεί η σωστή λειτουργία του νέου οργάνου CIMEL NTUA, που αντικατέστησε το παλαιότερο φωτόμετρο CIMEL NOA.

2.1 Δίκτυο AERONET

Το δίκτυο AERONET (AErosol RObotic NETwork) είναι ένα σύνολο από αυτόνομα και επίγεια ηλιακά φωτόμετρα μέτρησης, που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση της άμεσης ηλιακής ευθυγραμμισμένης δέσμης και της κατευθυντικής ακτινοβολίας υποβάθρου, καθώς και για τις ιδιότητες των αιρούμενων σωματιδίων. Ιδρύθηκε από τη NASA σε συνεργασία με διάφορα πανεπιστήμια, ερευνητικά κέντρα, και διεθνείς οργανισμούς. Αυτή τη στιγμή υπάρχουν περισσότεροι από πεντακόσιοι ενεργοί σταθμοί μεταξύ των οποίων και αυτός του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου (**Εικόνα I.2.1**).



Εικόνα I.2. 1: Οι σταθμοί του παγκόσμιου δικτύου AERONET (Πηγή: https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/aerosols.html).

Το δίκτυο παρέχει μια μακροχρόνια, συνεχή και εύκολα προσβάσιμη από το κοινό βάση δεδομένων με τις οπτικές, μικροφυσικές και ακτινικές ιδιότητες των αιρούμενων σωματιδίων, με σκοπό την έρευνα, τον χαρακτηρισμό, τον έλεγχο της εγκυρότητας των δορυφορικών μετρήσεων και τον συνδυασμό με άλλες βάσεις δεδομένων. Το δίκτυο επιβάλλει τυποποίηση των οργάνων, της βαθμονόμησης, της επεξεργασίας και της διανομής των δεδομένων.

Ο πρωταρχικός στόχος του δικτύου AERONET ήταν να παρέχει μια βάση δεδομένων ατμοσφαιρικών αερολυμάτων για την επικύρωση των δορυφορικών μετρήσεων του συστήματος παρατήρησης Earth Observing System (EOS) του AOD και των ατμοσφαιρικών διορθώσεων (Kaufman and Tanré, 1996). Εκτός από την απευθείας στήλη AOD, οι ακτινοβολίες χρησιμοποιήθηκαν και για την εύρεση των χαρακτηριστικών των αερολυμάτων από τους Nakajima et al. (1996). Αργότερα, το 2000, χρησιμοποιήθηκαν από τον αλγόριθμο αντιστροφής των Dubovik and King (2000) για τη λήψη δεδομένων όπως η κατανομή μεγέθους όγκου αερολύματος, ο μιγαδικός δείκτης διάθλασης, η απλή σκέδαση και οι συναρτήσεις φάσης (Giles et al., 2018).

Το δίκτυο AERONET παρέχει μετρήσεις υψηλής ακρίβειας του οπτικού πάχους των αιωρούμενων σωματιδίων και άλλων ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων σε παγκόσμια κλίμακα. Τα δεδομένα για το οπτικό πάχος των αιωρούμενων σωματιδίων υπολογίζονται για τρία επίπεδα ποιότητας δεδομένων:

1. Επίπεδο 1.0: Αφιλτράριστα (unscreened) ή μη ελεγμένα δεδομένα.
2. Επίπεδο 1.5: Φιλτραρισμένα και διορθωμένα δεδομένα όσον αφορά τα νέφη (cloud screened).
3. Επίπεδο 2.0: Φιλτραρισμένα από νέφη και ποιοτικώς εξασφαλισμένα δεδομένα (cloud screened και quality assured).

Οι αναστροφές, η κατακρήμνιση και άλλες παράμετροι από τις οποίες εξαρτάται το οπτικό πάχος των αιωρούμενων σωματιδίων προέρχονται από αυτά τα επίπεδα και είναι πιθανόν να εφαρμόζουν επιπλέον ελέγχους ποιότητας.

2.1.1 Βαθμονόμηση και Δεδομένα

Η υπηρεσία βαθμονόμησης GSFC της NASA διαχειρίζεται τις βαθμονομήσεις της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας και της διάχυτης ακτινοβολίας του υποβάθρου. Τα όργανα που είναι αρχικά σε μια εγκατάσταση βαθμονόμησης ευρίσκονται σε κατάσταση "προ-ανάπτυξης" (pre-deployment). Μόλις το όργανο αφήσει τη μονάδα βαθμονόμησης, θεωρείται ότι βρίσκεται σε κατάσταση ανάπτυξης (field-deployed). Όταν το όργανο βρίσκεται σε στάδιο βαθμονόμησης γίνονται οι μετρήσεις για τη βαθμονόμηση της άμεσης και διάχυτης ακτινοβολίας και στη συνέχεια εφαρμόζονται στα δεδομένα. Τα όργανα συλλέγουν δεδομένα από 6 έως 12 μήνες. Δεδομένα τα οποία συλλέγονται μετά από 12 μήνες, συνήθως είναι ευαίσθητα σε περιβαλλοντικές συνθήκες (π.χ. επικάλυψη σκόνης) και μπορεί να επηρεάσουν τις τιμές της βαθμονόμησης, οι οποίες είναι απαραίτητες για να μεταβούν τα δεδομένα σε καλύτερο επίπεδο ποιότητας (π.χ. επίπεδο 2.0).

Τα δεδομένα που λαμβάνονται από το φωτόμετρο μπορούν να μεταφερθούν είτε μέσω του διαδικτύου είτε μέσω δορυφόρου. Στη πρώτη περίπτωση, τα δεδομένα λαμβάνονται απευθείας από το φωτόμετρο και αποθηκεύονται στον υπολογιστή όπου γίνεται αυτόματη μεταφορά αρχείων στο σύστημα επεξεργασίας του δικτύου AERONET μέσω του διαδικτύου (PC Data Transfer). Διαφορετικά, μπορεί να γίνει λήψη των αρχείων χειροκίνητα. Στη δεύτερη περίπτωση, τα δεδομένα μεταφέρονται κάθε μία ή κάθε μισή ώρα από τον μικροεπεξεργαστή του φωτομέτρου μέσω του συστήματος συλλογής δεδομένων (DCS: Data Collection System), σε έναν από τους τρεις δορυφόρους και στη συνέχεια μεταφέρονται στον κατάλληλο επίγειο σταθμό λήψης.

Τα φωτόμετρα διακρίνονται σε τρεις ομάδες ανάλογα με τον τρόπο που συλλέγουν τα δεδομένα:

- Φωτόμετρα που συνδέονται με τις πλατφόρμες συλλογής δεδομένων (DCP: Data Collection Platform): Τα δεδομένα στέλνονται απευθείας σε τέσσερις δορυφόρους και από εκεί μέσω σταθμών λήψης μεταφέρονται στον διακομιστή επεξεργασίας.
- Φωτόμετρα συνδεδεμένα με υπολογιστές που έχουν πρόσβαση στο διαδίκτυο: Τα δεδομένα περνάν αυτόματα στον υπολογιστή μέσω θύρας ethernet.
- Φωτόμετρα χωρίς σύνδεση: Τα δεδομένα συλλέγονται και υποβάλλονται χειροκίνητα.

Μετά τη συλλογή των δεδομένων στον διακομιστή επεξεργασίας, αυτά μετατρέπονται σε ενοποιημένη μορφή και ο διακομιστής δημιουργεί αναφορές για κάθε όργανο. Τα δεδομένα των φωτόμετρων τοποθετούνται στη βάση δεδομένων, εκεί αντιγράφονται στο εφεδρικό σύστημα (backup system) και σε άλλες περιοχές εργασίας.

Η επεξεργασία γίνεται στα αρχικά δεδομένα (raw data) με τη χρήση διαφόρων αλγορίθμων. Στη συνέχεια τα δεδομένα επιθεωρούνται και μπορούν να αναβαθμιστούν στο επίπεδο 2 (ποιοτικά διασφαλισμένα) (https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/system_descriptions_processing.html).

2.2 Ηλιακό φωτόμετρο CIMEL

Το CIMEL είναι ένα φωτόμετρο που λειτουργεί με ηλιακή ενέργεια και αποτελεί μια παθητική τεχνική μέτρησης τηλεπισκόπησης. Είναι ανθεκτικό στις καιρικές συνθήκες και στοχεύει αυτόματα τον ήλιο και τον ουράνιο θόλο (ατμοσφαιρικό υπόβαθρο). Ένας αισθητήρας που προσαρμόζεται σε έναν ευθυγραμμιστή διαμέτρου 25 cm, συνδέεται σε μία ρομποτική βάση 40 cm η οποία συστηματικά στρέφει τον αισθητήρα προς τον ήλιο. Το ψηφιακό σήμα (V) που μετράται από το όργανο είναι ανάλογο με την ηλιακή ακτινοβολία. Ο ρυθμιστής, οι μπαταρίες και ο εξοπλισμός της μετάδοσης των δεδομένων μέσω του δορυφόρου, συνήθως τοποθετούνται σε ένα πλαστικό, αδιάβροχο κουτί.

Τα ηλιακά φωτόμετρα CIMEL που κατασκευάστηκαν μέχρι πριν το 2004 ήταν δυο μοντέλα με χρήση 8 οπτικών φίλτρων. Το CE 318A μοντέλο, με φίλτρα καταγραφής στα 1020, 870, 675, 440, 936, 500, 380 και 340 nm και το μοντέλο CE 318B με φίλτρα καταγραφής στα 1020, 870P1, 675, 440, 870P2, 870, 936, 870P3 nm, όπου το P δείχνει το κανάλι πόλωσης.

2.2.1 Αρχή λειτουργίας ηλιακού φωτόμετρου CIMEL

Στην **Εικόνα I.2.2** παρουσιάζονται τα φωτόμετρα CIMEL του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου και του Εθνικού Αστεροσκοπείου. Το ηλιακό φωτόμετρο αποτελείται από τρία κυρίως μέρη:

- Οπτική κεφαλή: Περιέχει δύο συστήματα σκόπευσης, ένα προς τον ήλιου και ένα για το ατμοσφαιρικό υπόβαθρο.
- Ηλεκτρονικό όργανο: Περιέχει δυο μικροεπεξεργαστές για την λειτουργία του οργάνου και την επεξεργασία των δεδομένων.
- Σύστημα ηλιακής σκόπευσης (ρομποτικός βραχίονας): Οδηγείται μέσω ενός βηματικού κινητήρα στο ζενίθειο και το αζιμουθιακό επίπεδο.



Εικόνα Ι.2. 2: Αριστερή εικόνα: ηλιακό φωτόμετρο CIMEL εγκατεστημένο στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (Πηγή: <https://react.space.noa.gr/component/content/article/40-equipment/148-cimel-sunphotometer-5.html?Itemid=101>). Δεξιά εικόνα: ηλιακό φωτόμετρο CIMEL εγκατεστημένο στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο.

Το φωτόμετρο CIMEL πραγματοποιεί δύο βασικές μετρήσεις: καταγραφή της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας και καταγραφή της διάχυτης ακτινοβολίας του ατμοσφαιρικού υποβάθρου. Και οι δύο περιπτώσεις πραγματοποιούνται μέσω μιας σειράς προγραμματισμένων μετρήσεων. Ο σκοπός τους είναι να πραγματοποιούνται μετρήσεις από ένα μεγάλο φάσμα γωνιών σκέδασης, με σταθερή κατακόρυφη κατανομή αερολύματος, έτσι ώστε να εξάγονται αποτελέσματα που αφορούν τις ιδιότητες των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων.

Συγκεκριμένα, οι μετρήσεις της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας εκτελούνται σε οκτώ φασματικές ζώνες και κάθε μια απαιτεί περίπου 10 s. Εννέα οπτικά κανάλια με μήκη κύματος 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, 1020, 1640 nm, τοποθετούνται σε έναν τροχό που περιστρέφεται μέσω ενός βηματικού κινητήρα. Όλα τα οπτικά φίλτρα χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του οπτικού πάχους των αιωρούμενων σωματιδίων, με εξαίρεση το φίλτρο των 940 nm που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό στήλης των υδρατμών.

Αντίθετα, οι μετρήσεις της διάχυτης ακτινοβολίας του υποβάθρου εκτελούνται σε τέσσερις φασματικές ζώνες, με μήκη κύματος 440, 675, 870 και 1020 nm. Οι μετρήσεις αυτές πραγματοποιούνται πάνω από εννιά φορές τη μέρα κατά μήκος του ήλιου, δηλαδή με σταθερή αζιμουθιακή γωνία και για διάφορες γωνίες σκέδασης, και περισσότερες από έξι φορές τη μέρα στο οριζόντιο επίπεδο με σταθερή ζενίθεια γωνία (https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/system_descriptions_operation.html).

2.3 Ατμοσφαιρικό Μοντέλο HYSPLIT

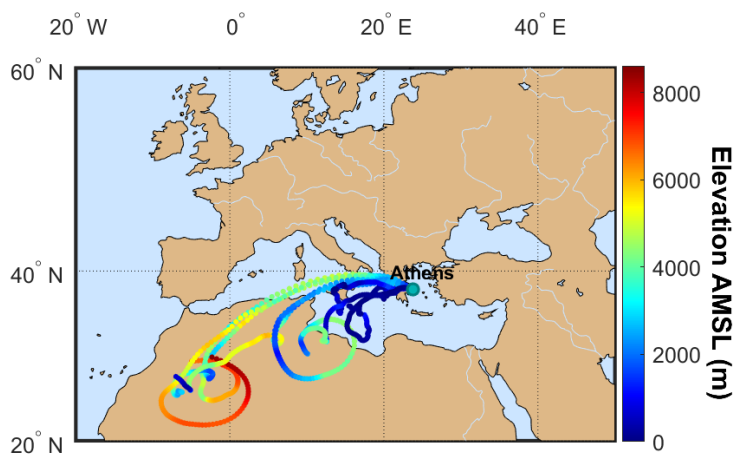
Το μοντέλο HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) είναι ένα πλήρες σύστημα το οποίο υπολογίζει τροχιές απλών “πακέτων” αέρα, αλλά και σύνθετες μεταφορές, προσομοιώσεις διασποράς, χημικού μετασχηματισμού και εναπόθεσης αερολυμάτων. Μια κοινή εφαρμογή, που χρησιμοποιήθηκε και στην εργασία αυτή, είναι μια ανάλυση της

οπισθοτροχιάς για τον προσδιορισμό της προέλευσης των αέριων μαζών και τη δημιουργία σχέσεων πηγής-υποδοχέα. Αναπτύχθηκε από τον εθνικό οργανισμό NOAA (National Oceanic and Atmosphere Administration) των ΗΠΑ, σε συνεργασία με το Αυστραλιανό Γραφείο Μετεωρολογίας, το 1998. Μετά από τις τελευταίες αναβαθμίσεις έχουν βελτιωθεί οι αλγόριθμοι που χρησιμοποιούνται για τους υπολογισμούς, όπως και τα γραφικά συστήματα που χρησιμοποιούνται στην οπτικοποίηση και έχουν ενημερωθεί οι εξισώσεις ευστάθειας.

Η μέθοδος υπολογισμού του μοντέλου HYSPLIT είναι μια υβριδική προσέγγιση του μοντέλου Lagrangian και του Eulerian. Αναλυτικότερα, η προσέγγιση Lagrangian χρησιμοποιεί ένα κινούμενο πλαίσιο αναφοράς για τους υπολογισμούς προσαγωγής και διάχυσης, καθώς οι τροχιές ή τα δέματα αέρα μετακινούνται από την αρχική τους θέση και η Eulerian, χρησιμοποιεί ένα σταθερό τρισδιάστατο πλέγμα ως ένα πλαίσιο αναφοράς για τον υπολογισμό των συγκεντρώσεων ρύπων στον αέρα.

Η διασπορά ενός ρύπου υπολογίζεται υποθέτοντας τον είτε ως “φυσαλίδα” είτε ως σωματιδιακή διασπορά. Στη πρώτη περίπτωση, οι φυσαλίδες μεγαλώνουν μέχρι το μέγεθός τους να υπερβεί (είτε οριζόντια είτε κάθετα) το μέγεθος της κυψελίδας του χρησιμοποιούμενου από τα μετεωρολογικά δεδομένα πλέγματος και στη συνέχεια χωρίζονται σε πολλές νέες φυσαλίδες. Στη δεύτερη περίπτωση, ένας συγκεκριμένος αριθμός σωματιδίων μεταφέρεται εντός του χωρικού εύρους και διασπείρεται εξαιτίας τυρβωδών ατμοσφαιρικών κινήσεων. Η διαμόρφωση του μοντέλου προϋποθέτει μια τρισδιάστατη κατανομή σωματιδίων (οριζόντια και κάθετη).

Στην ακόλουθη εικόνα (**Εικόνα I.2.3**) παρουσιάζεται η ανάλυση οπισθοτροχιάς των αέριων μαζών, που παρατηρήθηκαν στην Αθήνα σε υψόμετρο 1 km, στις 1 Ιουλίου 2021. Οι αέριες μάζες που κατέφθασαν στην Αθήνα στις 1 Ιουλίου 2021, φαίνεται να είναι εμπλουτισμένες με σωματίδια ερημικής σκόνης και θαλάσσια αερολύματα, καθώς διέσχισαν την έρημο Σαχάρα και πέρασαν πάνω από τη Μεσόγειο σε χαμηλά υψόμετρα.



Εικόνα I.2. 3: Παράδειγμα οπισθοτροχιάς (backward trajectory) των αέριων μαζών διάρκειας 120 ωρών, που φτάνουν στην Αθήνα σε υψόμετρο 1 km, στις 1 Ιουλίου 2021 (4:00-9:00 και 13:00-16:00) όπως προσομοιώθηκε από το μοντέλο τροχιάς HYSPLIT.

2.4 Υπολογισμός Οπτικού Πάχους Σωματιδίων (AOD)

Η εκτίμηση του οπτικού πάχους αερολύματος σε διάφορα μήκη κύματος είναι μια από τις βασικές και ευκολότερες παραμέτρους για τον χαρακτηρισμό των αερολυμάτων. Το AOD στην

πραγματικότητα έχει άμεση σχέση με διαδικασίες, όπως η σκέδαση και η απορρόφηση της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα και χρησιμοποιείται συχνά για την ανάλυση των ατμοσφαιρικών διεργασιών καθώς και για την κατανόηση της κλιματικής μεταβλητότητας διαφορετικών περιοχών (Deerp et. al., 2021).

Το οπτικό πάχος των αερολυμάτων υπολογίζεται από την εξασθένηση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας σε κάθε μήκος κύματος, με τη βοήθεια του νόμου των Beer-Lambert-Bouguer. Η εξασθένηση λόγω της σκέδασης Rayleigh, της απορρόφησης από το όζον και της επίδρασης των αέριων ρυπαντών (π.χ. NO₂) υπολογίζονται ξεχωριστά, έτσι ώστε να εκτιμηθεί ακριβώς το οπτικό πάχος των σωματιδίων. Οι μετρήσεις πραγματοποιούνται κάθε 15 λεπτά και το οπτικό πεδίο όρασης των λαμβανόμενων μετρήσεων είναι 1.2°.

$$\text{Νόμος Beer-Lambert-Bouguer: } V(\lambda) = V_0(\lambda)d^2 \exp [\tau(\lambda)_{total}m] \quad (2.1)$$

όπου $V(\lambda)$ είναι η μετρούμενη φασματική τάση του οργάνου, $V_0(\lambda)$ είναι ο φασματικός συντελεστής βαθμονόμησης, d είναι ο λόγος του μέσου όρου προς την πραγματική απόσταση Γης-Ήλιου, $\tau(\lambda)_{total}$ είναι το συνολικό οπτικό πάχος και m είναι η οπτική μάζα αέρα, η οποία εξαρτάται από την ηλιακή ζενίθεια γωνία. Το σφάλμα υπολογισμού του AOD γίνεται μέγιστο όταν $m=1$. Η απόλυτη αβεβαιότητα στη μέτρηση AOD μπορεί να περιγραφεί από την Εξ. (2.2) και η αβεβαιότητα βαθμονόμησης του V_0 είναι η κύρια πηγή σφάλματος (Giles et al., 2018).

$$\Delta\tau = \frac{1}{m} \frac{\delta V_0}{V_0} \quad (2.2)$$

Το φασματικό AOD ($\tau(\lambda)_{aerosol}$) υπολογίζεται από το συνολικό οπτικό πάχος ($\tau(\lambda)_{total}$) αφαιρώντας το οπτικό πάχος της σκέδασης Rayleigh και των φασματικά εξαρτώμενων ατμοσφαιρικών αερίων. Συγκεκριμένα:

$$\tau(\lambda)_{aerosol} = \tau(\lambda)_{total} - \tau(\lambda)_{Rayleigh} - \tau(\lambda)_{H_2O} - \tau(\lambda)_{O_3} - \tau(\lambda)_{NO_2} - \tau(\lambda)_{CO_2} - \tau(\lambda)_{CH_4} \quad (2.3)$$

Το οπτικό πάχος σκέδασης Rayleigh υπολογίζεται με βάση τις υποθέσεις που ορίστηκαν στο Holben (1998) και την οπτική μάζα αέρα. Το οπτικό πάχος του όζοντος εξαρτάται από τον συντελεστή απορρόφησης, τη γεωγραφική και χρονικά εξαρτώμενη μηνιαία χαρτογράφηση της συγκέντρωσης όζοντος και την οπτική του μάζα (Komhyr et al. , 1989):

$$\tau(\lambda)_{O_3} = \frac{\alpha_{O_3} C_{O_3} m_{O_3}}{m} \quad (2.4)$$

Το οπτικό πάχος του NO₂ υπολογίζεται από τον συντελεστή απορρόφησης και τη συγκέντρωση:

$$\tau(\lambda)_{NO_2} = \alpha_{NO_2} C_{NO_2} \quad (2.5)$$

Το οπτικό βάθος των υδρατμών υπολογίζεται με βάση τους συντελεστές A και B που εξαρτώνται από το φίλτρο (π.χ. 1020 και 1640 nm) και το κατακρημιζόμενο νερό (PW):

$$\tau(\lambda)_{\text{H}_2\text{O}} = A + B\lambda \quad (2.6)$$

Το οπτικό βάθος των CO₂ και CH₄ χρησιμοποιεί συντελεστές που εξαρτώνται από το υψόμετρο του σταθμού:

$$\tau(\lambda)_{\text{CO}_2} = 0,0087 \frac{P}{P_0} \quad (2.7)$$

$$\tau(\lambda)_{\text{CH}_4} = 0,0047 \frac{P}{P_0} \quad (2.8)$$

2.5 Υπολογισμός Συντελεστή Ångström

Ο συντελεστής Ångström χρησιμοποιείται συχνά ως ποιοτικός δείκτης του μεγέθους των σωματιδίων αερολύματος, με τιμές μεγαλύτερες από 2 που υποδεικνύουν μικρά σωματίδια (π.χ. υποπροϊόντα καύσης) και τιμές μικρότερες από 1 που υποδεικνύουν μεγάλα σωματίδια (π.χ. σκόνη). Ο συντελεστής Ångström είναι επίσης γνωστό ότι ποικίλλει ανάλογα με το μήκος κύματος, το οποίο συνήθως αναφέρεται ως καμπυλότητα (Schuster et al., 2006).

Η ατμοσφαιρική εξασθένηση λόγω των ατμοσφαιρικών σωματιδίων μετράται σε δύο ή περισσότερα μήκη κύματος στις φασματικές περιοχές του υπεριώδους, ορατού ή κοντά στο υπέρυθρο. Ο συντελεστής Ångström υπολογίζεται από το οπτικό πάχος τ_1 και τ_2 στα αντίστοιχα μήκη κύματος λ_1 και λ_2 , σύμφωνα με τη σχέση:

$$\text{Å} = -\frac{\ln(\tau_1/\tau_2)}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} \quad (2.9)$$

Επιπλέον, ο συντελεστής Ångström, σε περίπτωση που είναι γνωστοί οι συντελεστές εξασθένησης ($\alpha(z, \lambda)$) ή οπισθοσκέδασης ($\beta(z, \lambda)$) των σωματιδίων σε δύο διαφορετικά μήκη κύματος λ_1 και λ_2 , μπορεί να υπολογιστεί ως εξής (Mattis et al., 2004):

$$\text{Å}_\alpha = -\frac{\ln\left(\frac{\alpha(z, \lambda_1)}{\alpha(z, \lambda_2)}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \quad (2.10)$$

$$\text{Å}_\beta = -\frac{\ln\left(\frac{\beta(z, \lambda_1)}{\beta(z, \lambda_2)}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \quad (2.11)$$

Οι σχεδόν μηδενικές τιμές του συντελεστή Ångström, υποδεικνύουν φασματική ανεξαρτησία του μεγέθους των σωματιδίων, που οφείλεται σε σκέδαση από αρκετά μεγάλα (αδρά) σωματίδια. Αντίθετα, η σκέδαση της ακτινοβολίας από μικρά/λεπτά σωματίδια εξαρτάται από το μήκος κύματος, και οδηγεί σε τιμές του συντελεστή Ångström μεγαλύτερες του 1.

3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

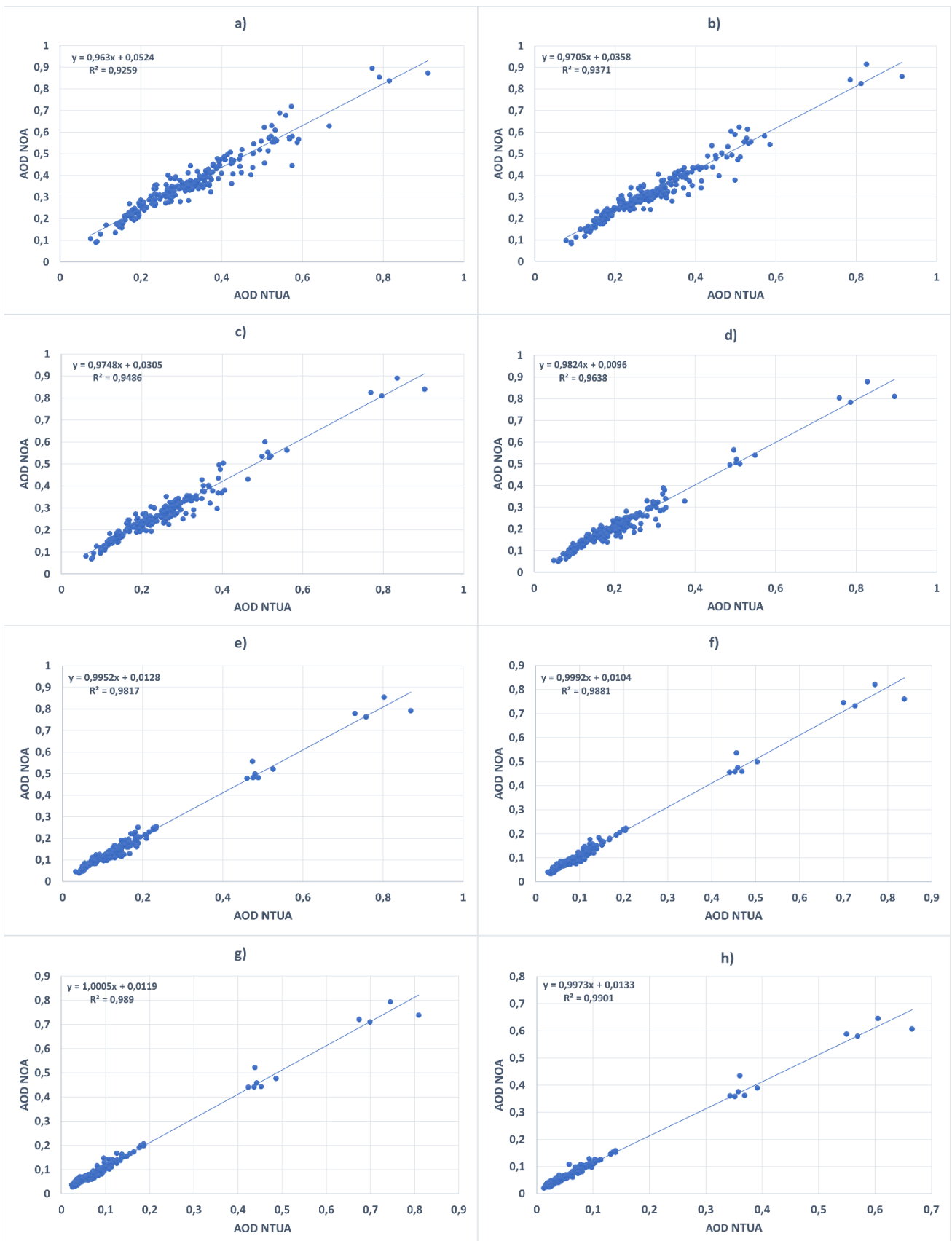
Ερευνήσαμε και βρήκαμε τις κοινές ημέρες λειτουργίας των φωτομέτρων CIMEL NTUA – CIMEL NOA και καταγράψαμε για τις εκάστοτε ημέρες τα αποτελέσματα των μετρήσεων AOD. Βρέθηκαν συνολικά 90 κοινές ημέρες λειτουργίας των δύο οργάνων, για τη χρονική περίοδο Ιούλιο-Νοέμβριο 2021. Συγκρίναμε τις μετρήσεις των δύο αυτών οργάνων για το οπτικό πάχος των αερολυμάτων (AOD) και στη συνέχεια αναλύσαμε τις ημέρες με τιμές AOD > 1.0 (340, 380, 440 και 500nm).

Συγκεκριμένα, η επεξεργασία των μετρήσεων με αυξημένο AOD βασίστηκε στην ανάλυση των οπισθοτροχιών των αέριων μαζών με τη χρήση του μοντέλου Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model (HYSPLIT). Ακολούθως, έγινε καταγραφή του μεγέθους των σωματιδίων (fine και coarse) και του συντελεστή Ångström για τις ημέρες αυτές.

3.1 Σύγκριση μετρήσεων NTUA-NOA

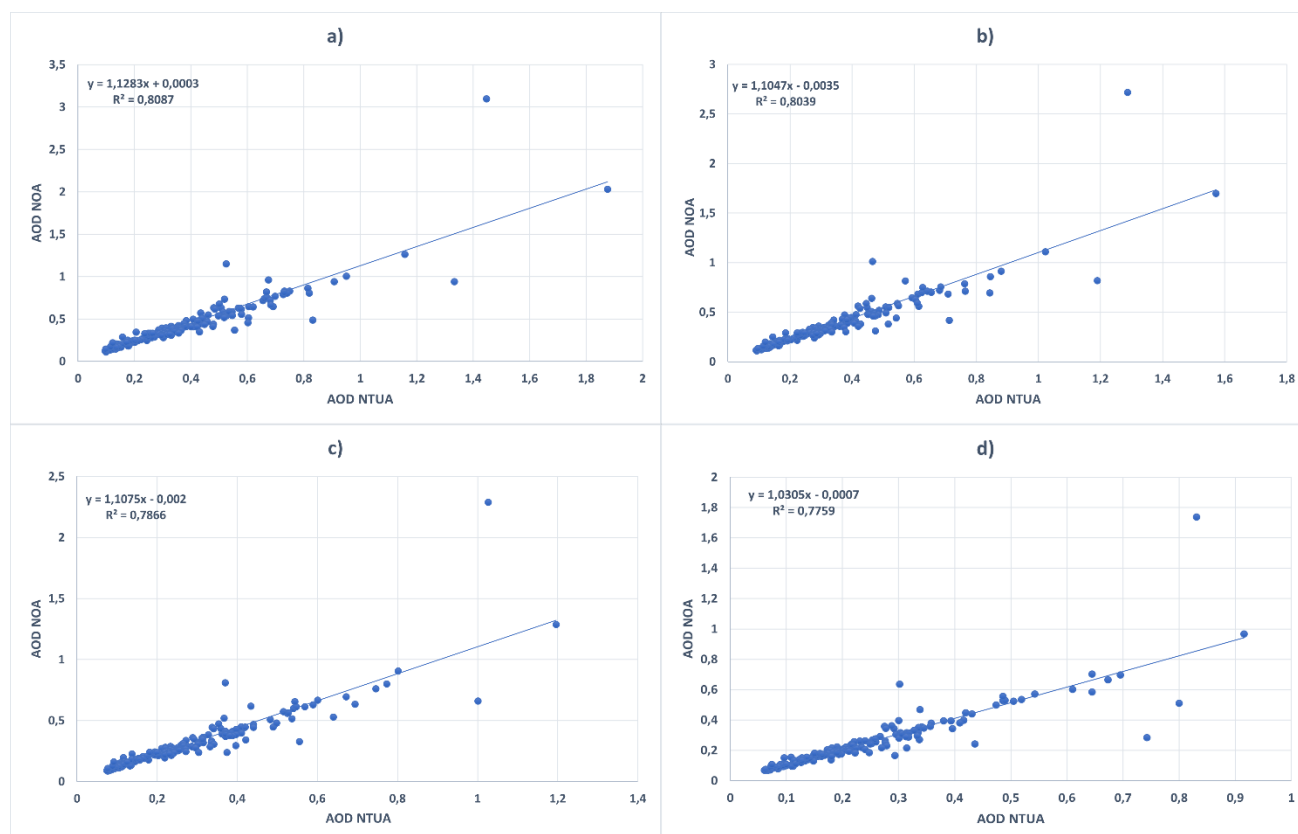
Στις παρακάτω εικόνες θα μελετήσουμε τη συσχέτιση μεταξύ των μετρήσεων του οπτικού πάχους των σωματιδίων των CIMEL NTUA και CIMEL NOA, για τους κοινούς μήνες λειτουργίας στα μήκη κύματος 340, 380, 440, 500, 675, 870, 1020, 1640 nm.

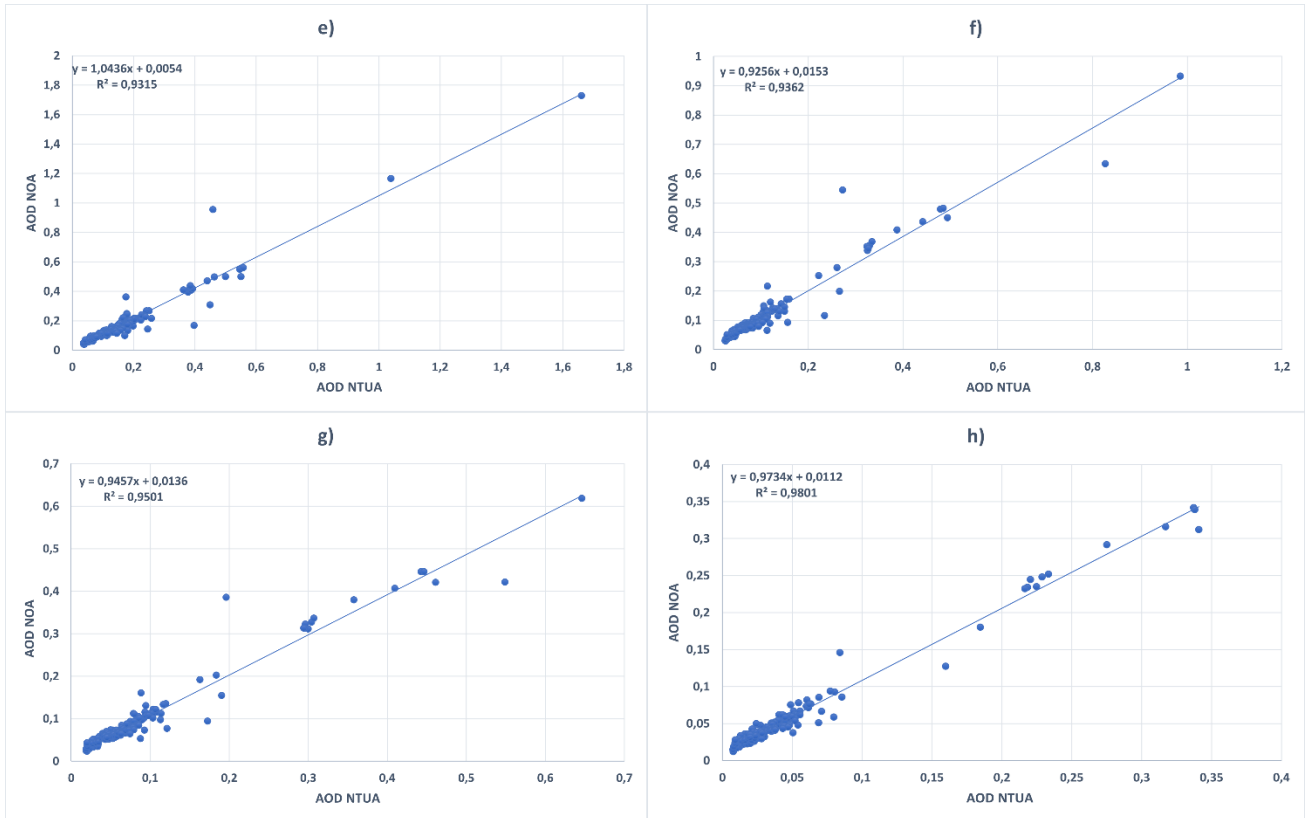
Στην **Εικόνα I.3.1** παρουσιάζεται η συσχέτιση των μετρήσεων κατά τον μήνα Ιούλιο 2021 σε όλα τα μήκη κύματος. Παρατηρείται ότι η συσχέτιση είναι αρκετά καλή και στα οκτώ μήκη κύματος. Συγκεκριμένα, ο συντελεστής συσχέτισης βρέθηκε μεγαλύτερος από 0.9 για όλα τα μήκη κύματος. Επιπλέον, είναι εμφανές πως όσο αυξάνεται το μήκος κύματος τόσο καλύτερη γίνεται η συσχέτιση, με μέγιστη τιμή 0.990 στα 1640 nm.



Εικόνα Ι.3. 1: Συσχέτιση μετρήσεων AOD μεταξύ των σταθμών NTUA και NOA, κατά τον Ιούλιο 2021, στα μήκη κύματος α) 340 nm, β) 380 nm, γ) 440 nm, δ) 500 nm, ε) 675 nm, ς) 870 nm, ζ) 1020 nm και η) 1640 nm.

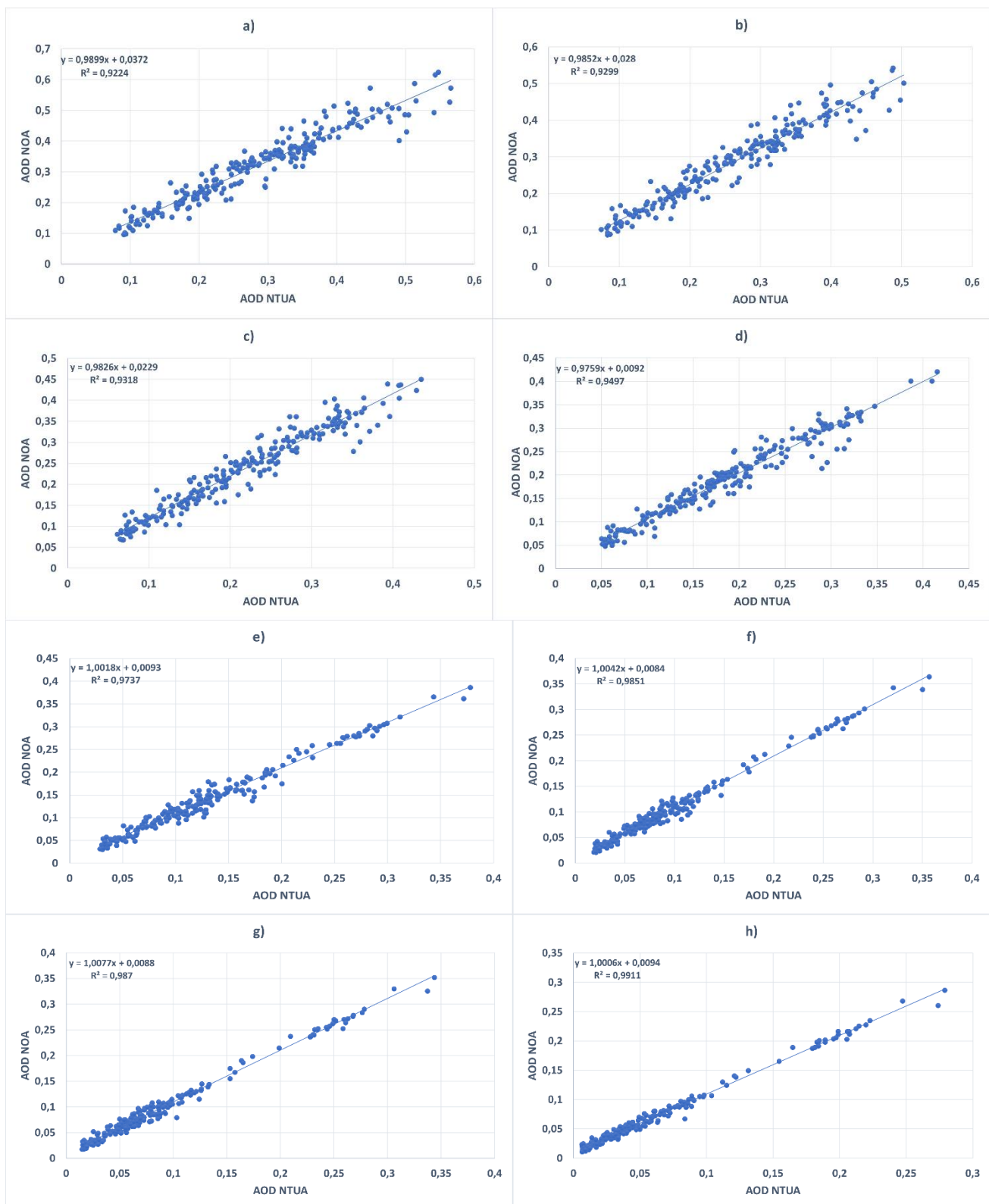
Ακολουθως, στην **Εικόνα I.3.2** παρουσιάζεται η συσχέτιση των μετρήσεων κατά τον Αύγουστο 2021. Γενικά είναι εμφανές ότι υπάρχει μεγάλη διακύμανση του συντελεστή συσχέτισης στα διάφορα μήκη κύματος. Συγκεκριμένα, παρατηρείται ότι ο συντελεστής συσχέτισης είναι αρκετά υψηλός (>0.9) στα μεγάλα μήκη κύματος (670, 870, 1020, 1640 nm). Η καλύτερη συσχέτιση παρατηρείται για μήκος κύματος 1640 nm και βρέθηκε 0.980. Αντίθετα, στα υπόλοιπα μήκη κύματος (340, 380, 440, 500 nm) η συσχέτιση είναι λιγότερη καλή και οι τιμές του συντελεστή κυμαίνονται από 0.77-0.81. Παρατηρείται η χαμηλότερη τιμή του συντελεστή συσχέτισης σε μήκος κύματος 500 nm και βρέθηκε 0.776.





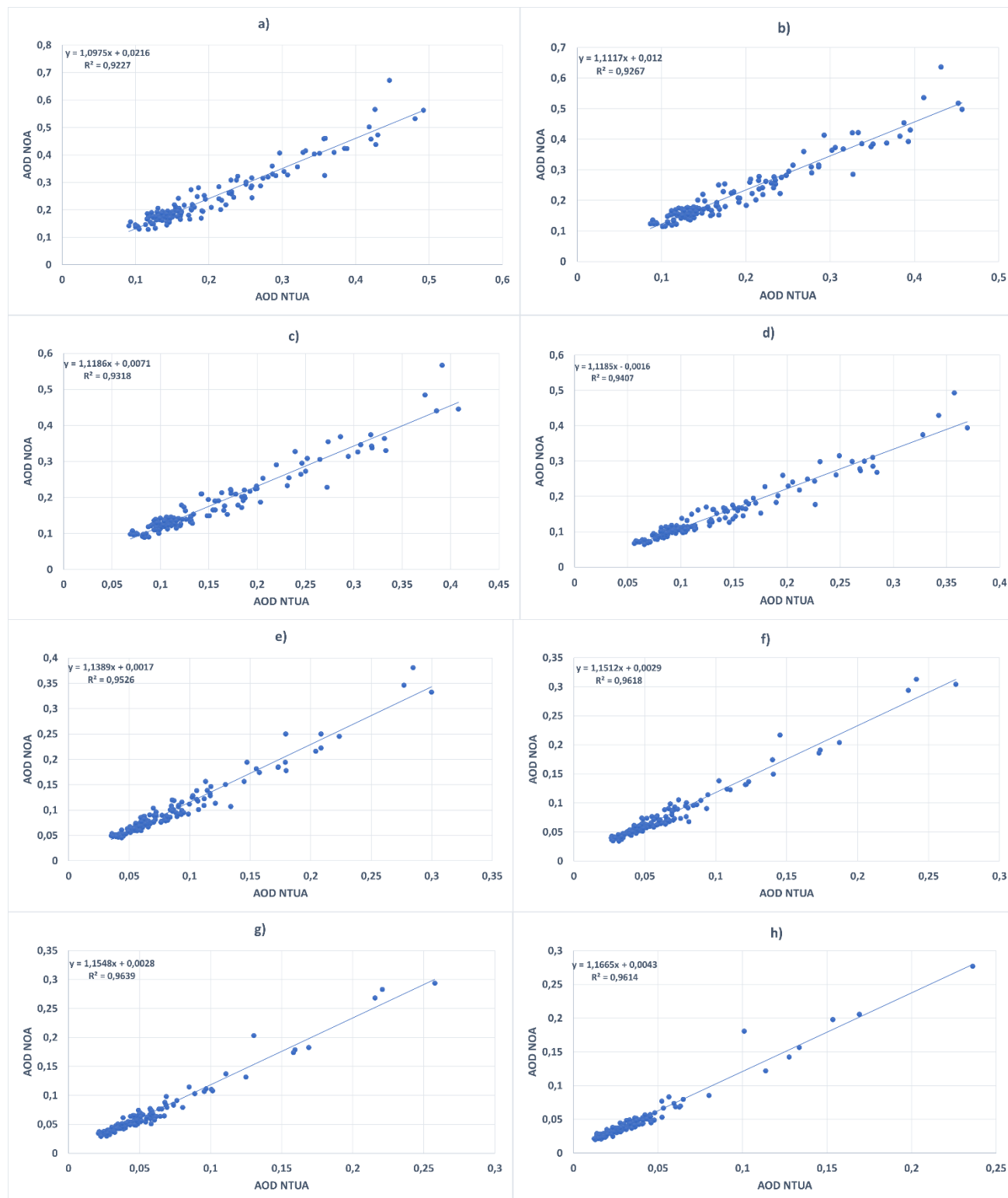
Εικόνα Ι.3. 2: Συσχέτιση μετρήσεων AOD μεταξύ των σταθμών NTUA και NOA, κατά τον Αύγουστο 2021, στα μήκη κύματος α) 340 nm, β) 380 nm, γ) 440 nm, δ) 500 nm, ε) 675 nm, ς) 870 nm, ζ) 1020 nm και η) 1640 nm.

Στην **Εικόνα Ι.3.3** παρουσιάζονται τα διαγράμματα συσχέτισης των μετρήσεων του Σεπτεμβρίου 2021, στα διάφορα μήκη κύματος. Παρατηρείται ότι σε όλα τα μήκη κύματος υπάρχει μια αρκετά καλή συμφωνία των δύο οργάνων και ο συντελεστής συσχέτισης να έχει τιμές μεγαλύτερες από 0.9. Επιπλέον, παρατηρείται αύξηση του συντελεστή συσχέτισης καθώς αυξάνεται το μήκος κύματος. Η μέγιστη συσχέτιση βρέθηκε 0.991 και εμφανίζεται στα 1640 nm.



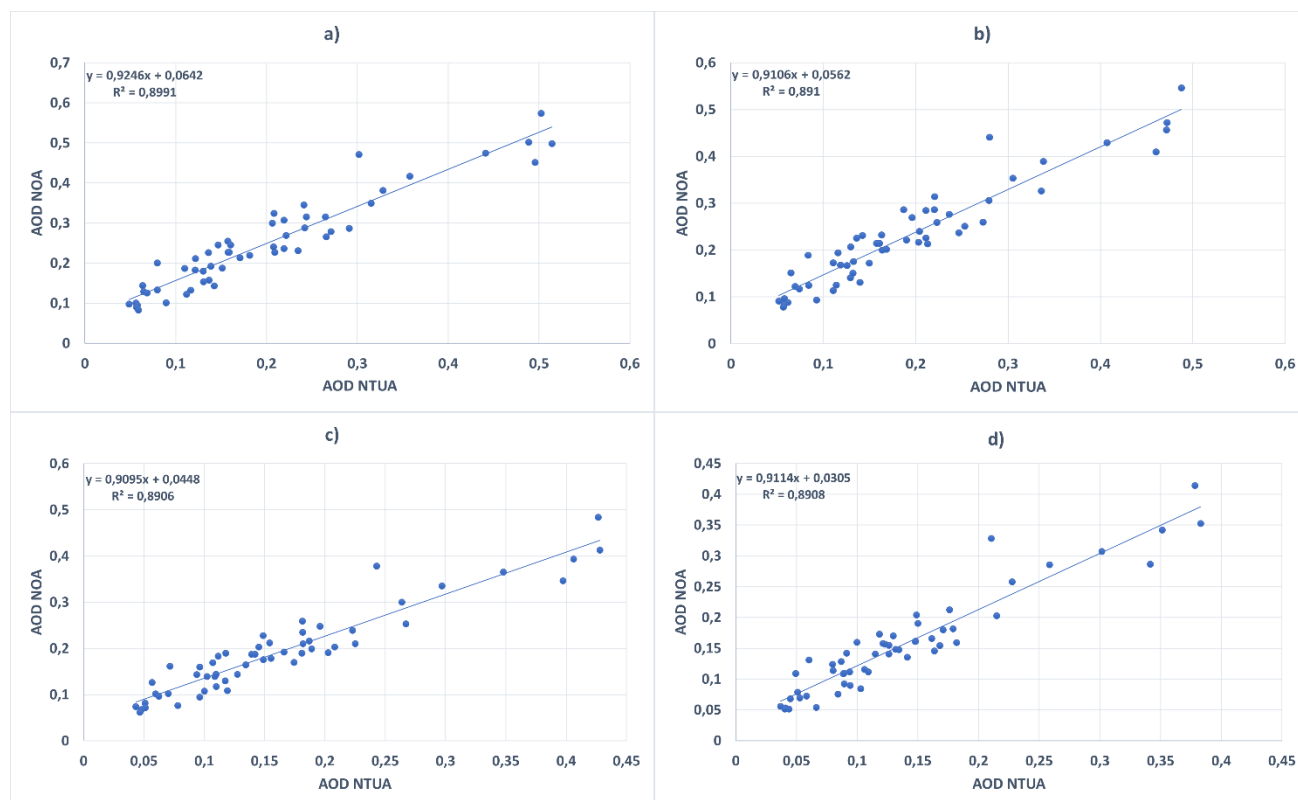
Εικόνα Ι.3. 3: Συσχέτιση μετρήσεων AOD μεταξύ των σταθμών NTUA και NOA, κατά τον Σεπτέμβριο 2021, στα μήκη κύματος α) 340 nm, β) 380 nm, γ) 440 nm, δ) 500 nm, ε) 675 nm, ς) 870 nm, ζ) 1020 nm και η) 1640 nm.

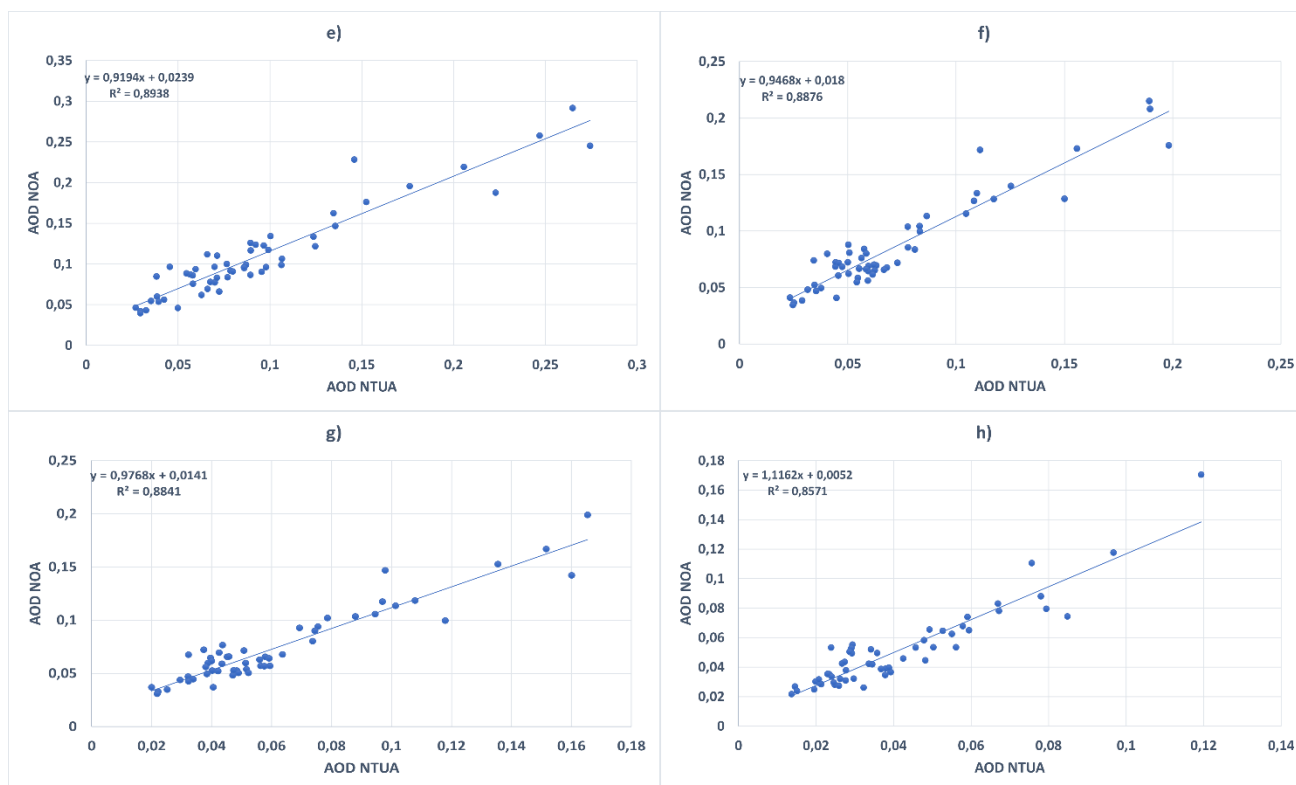
Στην **Εικόνα I.3.4** παρουσιάζεται η συσχέτιση των σταθμών κατά τον Οκτώβριο 2021. Είναι εμφανές ότι και εδώ υπάρχει μία πολύ καλή συμφωνία των μετρήσεων του AOD από τους δύο σταθμούς. Η μέγιστη τιμή της συσχέτισης παρατηρείται στα 1020 nm και υπολογίστηκε 0.964, ενώ η ελάχιστη εμφανίζεται στα 340 nm και βρέθηκε 0.923.



Εικόνα I.3. 4: Συσχέτιση μετρήσεων AOD μεταξύ των σταθμών NTUA και NOA, κατά τον Οκτώβριο 2021, στα μήκη κύματος α) 340 nm, β) 380 nm, γ) 440 nm, δ) 500 nm, ε) 675 nm, ς) 870 nm, ζ) 1020 nm και η) 1640 nm.

Τέλος, στην **Εικόνα I.3.5** παρουσιάζεται η συσχέτιση των μετρήσεων AOD των δύο σταθμών, κατά τον Νοέμβριο 2021. Παρατηρείται ότι υπάρχει αρκετά καλή συσχέτιση σε όλα τα μήκη κύματος, όμως συμπεραίνεται από τον συντελεστή, ο οποίος βρέθηκε μικρότερος από 0.9, ότι δεν υπάρχει άριστη συμφωνία των δύο οργάνων όπως συμβαίνει τους προηγούμενους μήνες. Επιπλέον, είναι εμφανές ότι στα μήκη κύματος 340, 380, 440, 500 και 675 nm, η τιμή της συσχέτισης είναι σχεδόν η ίδια. Συγκριτικά με τους προηγούμενους μήνες, τον Νοέμβριο στα 1640 nm υπολογίζεται η μικρότερη τιμή του συντελεστή (0.857), ενώ η μεγαλύτερη τιμή βρέθηκε (0.899) στα 340 nm.





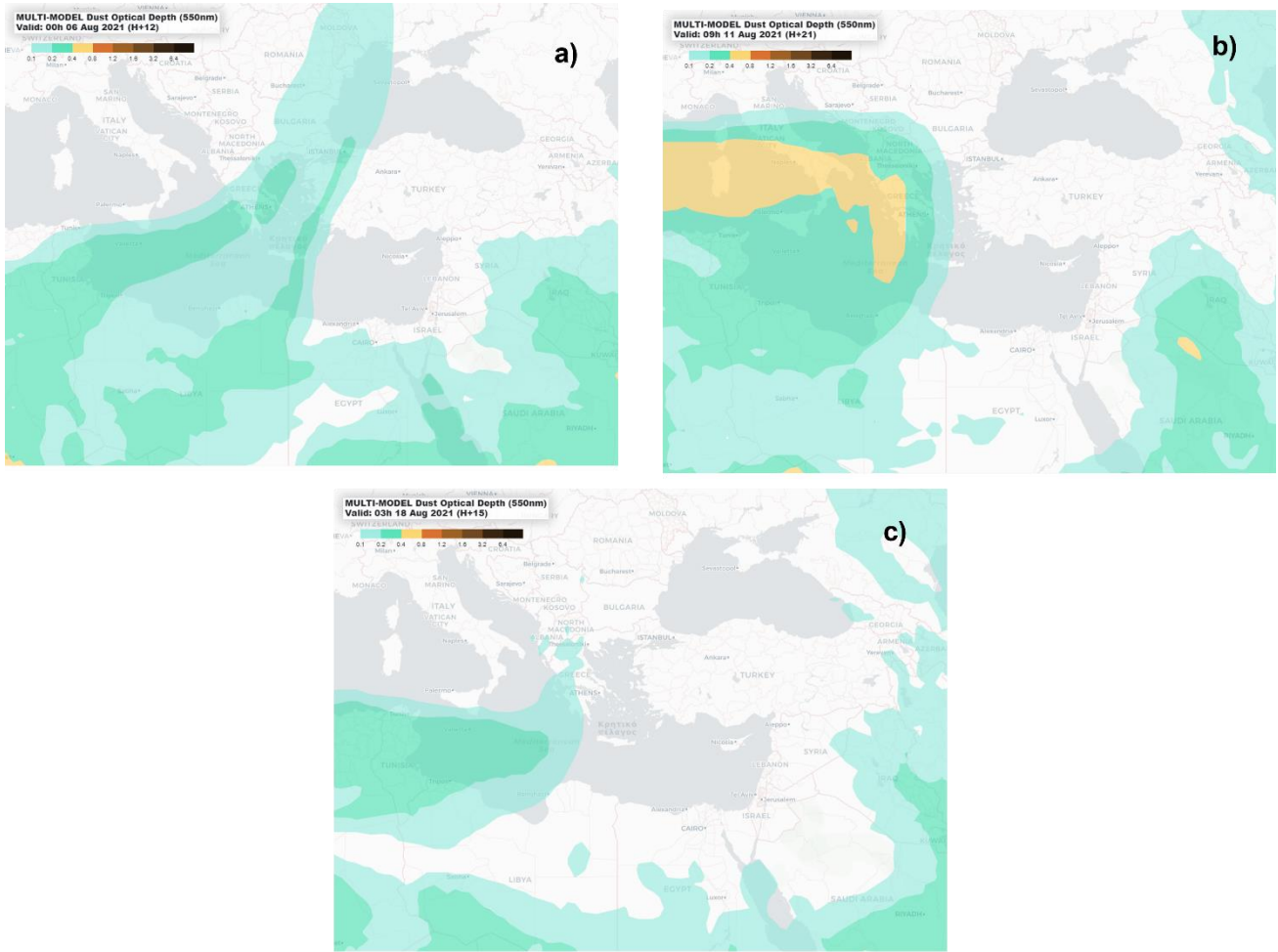
Εικόνα I.3. 5: Συσχέτιση μετρήσεων AOD μεταξύ των σταθμών NTUA και NOA, κατά τον Νοέμβριο 2021, στα μήκη κύματος α) 340 nm, β) 380 nm, γ) 440 nm, δ) 500 nm, ε) 675 nm, ς) 870 nm, ζ) 1020 nm και η) 1640 nm.

Στον **Πίνακα I.3.1** παρουσιάζονται αναλυτικά οι τιμές του συντελεστή συσχέτισης (R^2) για όλα τα μήκη κύματος και κάθε μήνα ξεχωριστά.

Πίνακας I.3. 1: Τιμές του συντελεστή συσχέτισης για όλους τους μήνες και όλα τα μήκη κύματος ξεχωριστά.

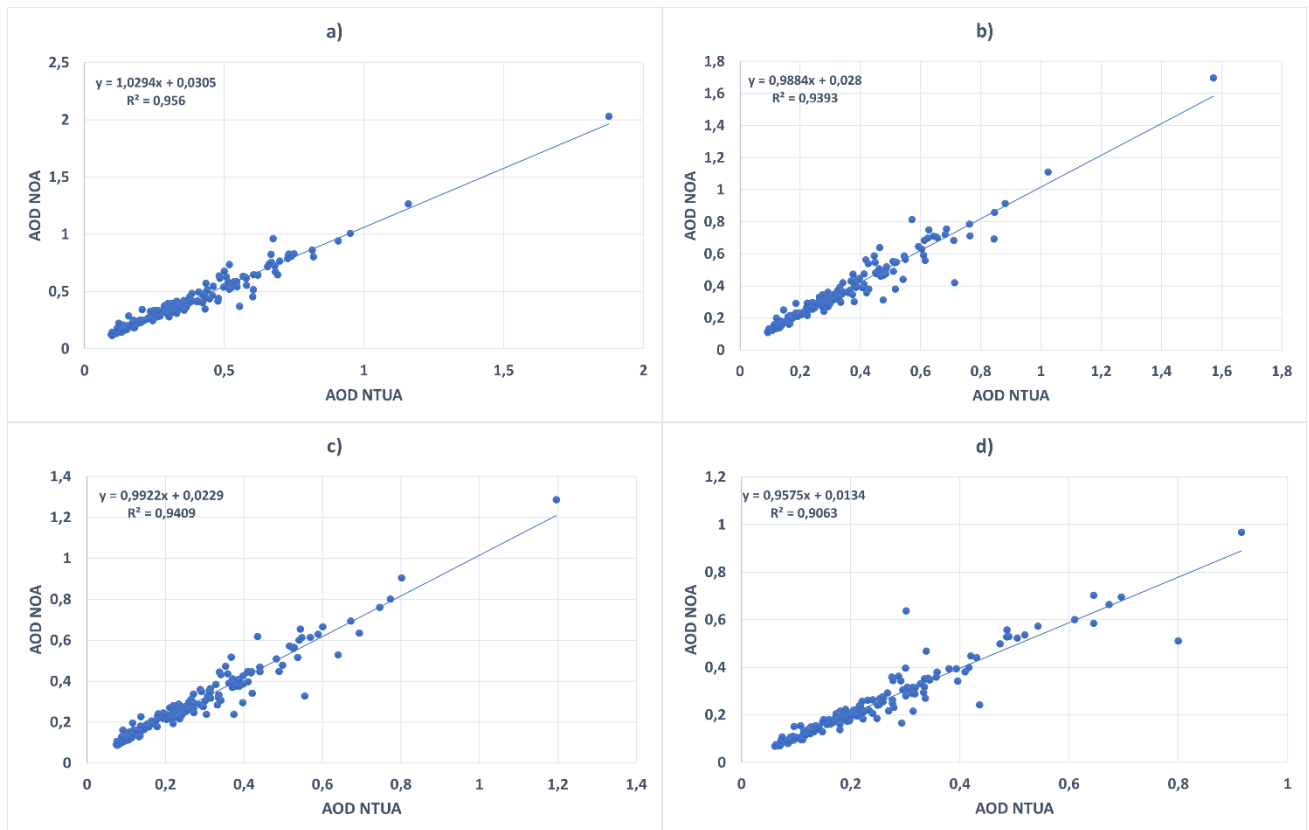
R^2	340nm	380nm	440nm	500nm	675nm	870nm	1020nm	1640nm
Ιούλιος	0.926	0.937	0.949	0.964	0.982	0.988	0.989	0.990
Αύγουστος	0.809	0.804	0.787	0.776	0.932	0.936	0.950	0.980
Σεπτέμβριος	0.922	0.930	0.932	0.950	0.974	0.985	0.987	0.991
Οκτώβριος	0.923	0.927	0.932	0.941	0.953	0.962	0.964	0.961
Νοέμβριος	0.899	0.891	0.891	0.891	0.894	0.888	0.884	0.857

Κατά τον Αύγουστο που παρατηρείται λιγότερη καλή συσχέτιση στα μήκη κύματος 340, 380, 440 και 500 nm, βρέθηκαν ακραίες τιμές AOD μεταξύ των δύο σταθμών. Συγκεκριμένα υπήρχαν περιπτώσεις όπου παρατηρήθηκαν τιμές AOD με διαφορά 0.3-1.0. Η διαφορά των μετρήσεων των δύο σταθμών οφείλεται στο μη ομοιόμορφα κατανομημένο, στρώμα σκόνης που παρατηρήθηκε τις μέρες εκείνες, πάνω από το Λεκανοπέδιο Αττικής (**Εικόνα I.3.6**).



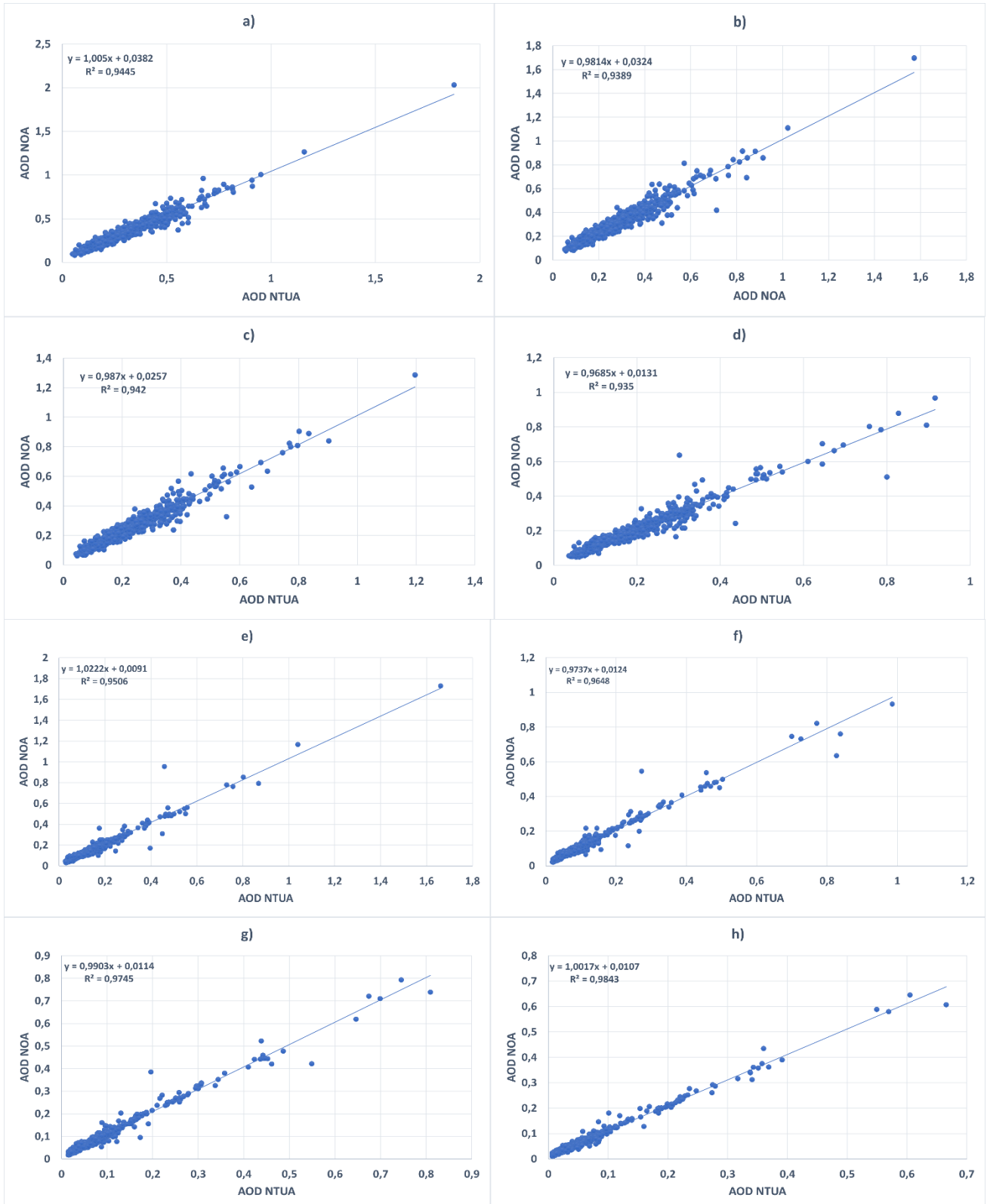
Εικόνα I.3. 6: Οπτικό βάθος σκόνης στα 550 nm, που μεταφέρθηκε από τη Σαχάρα στη Μεσόγειο στις α) 6 Αυγούστου 2021, 00:00, β) 11 Αυγούστου 2021, 9:00 και γ) 18 Αυγούστου 2021, 3:00.

Στην **Εικόνα I.3.7** παρουσιάζονται τα διαγράμματα συσχέτισης των μετρήσεων AOD των σταθμών NTUA και NOA, έπειτα από αφαίρεση των παραπάνω περιπτώσεων, για τον Αύγουστο στα μήκη κύματος 340, 380, 440 και 500 nm. Παρατηρείται μία μεγάλη βελτίωση στη συσχέτιση των μετρήσεων, καθώς ο συντελεστής R^2 αυξήθηκε σχεδόν κατά 0.2. Συγκεκριμένα, οι νέες, διορθωμένες τιμές βρέθηκαν 0.956, 0.939, 0.941 και 0.906 στα 340, 380, 440 και 500 nm, αντίστοιχα.



Εικόνα Ι.3. 7: Συσχέτιση μετρήσεων AOD μεταξύ των σταθμών NTUA και NOA, μετά από αφαίρεση των μετρήσεων σκόνης, κατά τον Αύγουστο 2021, στα μήκη κύματος α) 340 nm, β) 380 nm, γ) 440 nm και δ) 500 nm.

Στην **Εικόνα Ι.3.8** παρουσιάζονται τα διαγράμματα συσχέτισης των μετρήσεων AOD των σταθμών NTUA και NOA και για τους πέντε μήνες συνολικά. Γενικά παρατηρείται πολύ καλή συμφωνία των τιμών του AOD για τα δύο όργανα, με τιμές του συντελεστή μεγαλύτερες από 0.93. Ωστόσο, στα μεγάλα μήκη κύματος (675, 870, 1020 και 1640 nm) επιτυγχάνεται ακόμη καλύτερη συσχέτιση και ο συντελεστής παίρνει τη μέγιστη τιμή 0.984 στα 1640 nm, ενώ η ελάχιστη τιμή παρατηρείται στα 500 nm και βρέθηκε 0.935. Αναλυτικά οι τιμές του συντελεστή συσχέτισης παρουσιάζονται στον **Πίνακα Ι.3.2**.

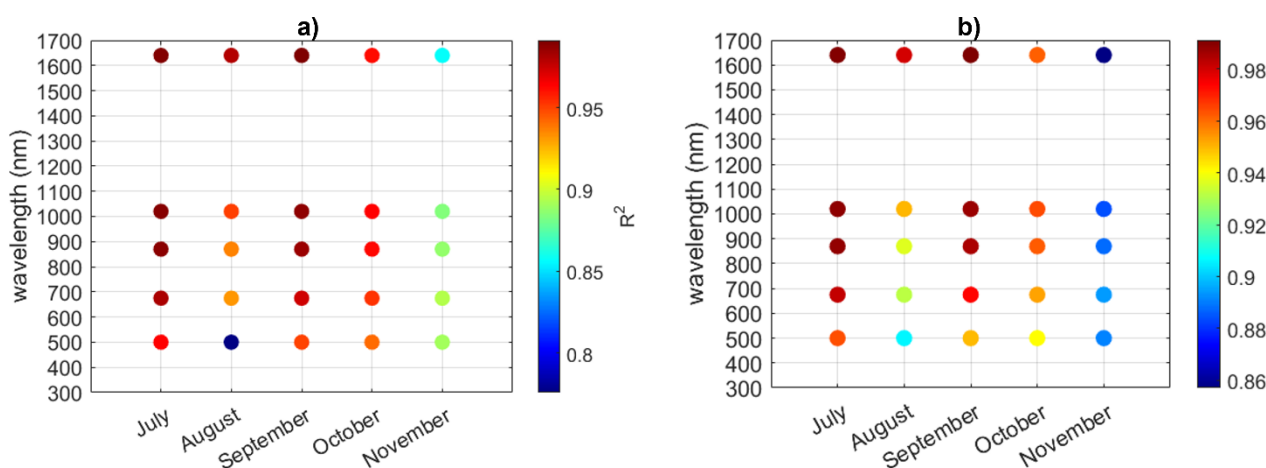


Εικόνα Ι.3. 8: Συσχέτιση μετρήσεων AOD μεταξύ των σταθμών NTUA και NOA, συνολικά για τη χρονική περίοδο Ιούνιος-Νοέμβριος 2021, στα μήκη κύματος α) 340nm, β) 380nm, γ) 440nm, δ) 500nm, ε) 675nm, ς) 870nm, ζ) 1020nm και η) 1640nm.

Πίνακας I.3. 2: Τιμές του συντελεστή συσχέτισης καθ' όλη τη διάρκεια παρατήρησης (Ιούνιος-Νοέμβριος 2021), για κάθε μήκος κύματος ξεχωριστά.

	340nm	380nm	440nm	500nm	675nm	870nm	1020nm	1640nm
R^2	0.945	0.939	0.942	0.935	0.951	0.965	0.975	0.984

Στα παρακάτω διαγράμματα (Εικόνα I.3.7) παρουσιάζεται ο συντελεστής συσχέτισης για κάθε μήνα ξεχωριστά, σε όλα τα μήκη κύματος α) όλες τις μετρήσεις και β) μετά από αφαίρεση των μετρήσεων σκόνης. Από το συνολικό αρχικό διάγραμμα, γίνεται εμφανές ότι ο Ιούλιος και ο Σεπτέμβριος είναι οι μήνες που παρατηρείται η καλύτερη συμφωνία των δύο φωτόμετρων. Αντίθετα, κατά τον Νοέμβριο εμφανίζεται η λιγότερο καλή συσχέτιση των μετρήσεων των δύο οργάνων, σε όλα τα μήκη κύματος. Ωστόσο, η χαμηλότερη τιμή του συντελεστή βρέθηκε τον Αύγουστο στα 500nm. Όμως, μετά από την αφαίρεση των περιπτώσεων μέτρησης σωματιδίων ερημικής σκόνης η μικρότερη τιμή του συντελεστή R^2 βρέθηκε τον Νοέμβριο στα 1640 nm.



Εικόνα I.3. 9: Συνολικό διάγραμμα του συντελεστή συσχέτισης των μετρήσεων AOD, για τους σταθμούς NTUA και NOA α) όλων των μετρήσεων και β) μετά από αφαίρεση των μετρήσεων ερημικής σκόνης.

3.2 Μέγεθος σωματιδίων και συντελεστής Ångström

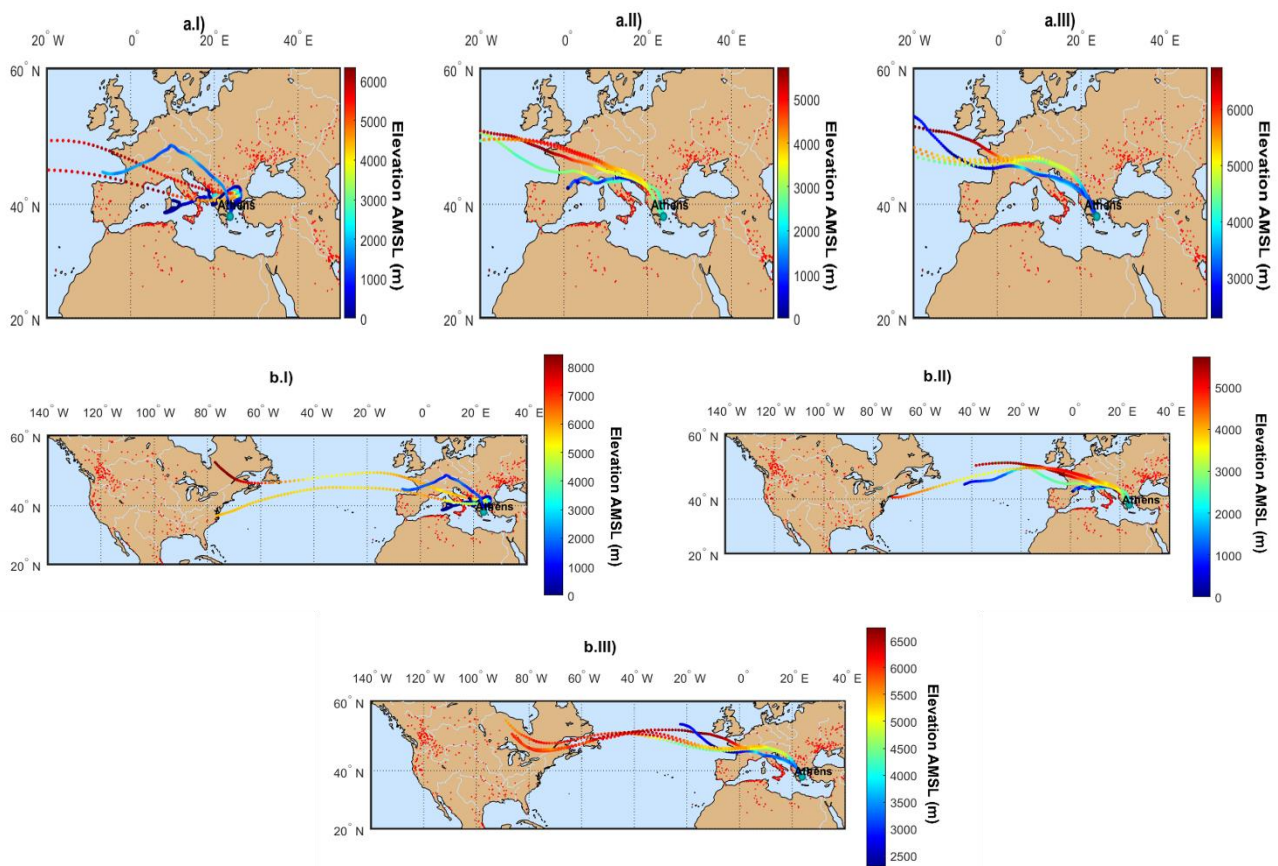
Ύστερα από ενδελεχή έλεγχο των μετρήσεων όλων των ημερών κοινής λειτουργίας, βρέθηκαν πέντε ημέρες όπου το AOD εμφάνιζε πολύ μεγάλες τιμές. Συγκεκριμένα, μελετήσαμε τις ημέρες όπου το AOD βρέθηκε μεγαλύτερο από 1.0. Για τις μέρες αυτές έγινε περαιτέρω ανάλυση και χρήση του HYSPLIT για την εύρεση της προέλευσης των σωματιδίων. Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκε ο συντελεστής Ångström και αναλύθηκε το μέγεθος των σωματιδίων. Παρακάτω παρουσιάζονται αναλυτικά οι ημερομηνίες και η ανάλυση των αποτελεσμάτων.

Στις παρακάτω εικόνες παρουσιάζονται οι οπισθοτροχιές (backward trajectories) των αέριων μαζών για να εντοπίσουμε την προέλευση αυτών που καταφθάνουν στην Αθήνα (37.977°N, 23.783°E), σύμφωνα με το μοντέλο NOAA HYSPLIT (διάρκειας 120 ωρών) στις 7, 8, 11, 18 και 19 Αυγούστου 2021, σε τρία διαφορετικά υψόμετρα (1, 2 και 3 km). Επιπλέον παρουσιάζονται και οι ενεργές εστίες πυρκαγιών που καταγράφηκαν από τον δορυφόρο MODIS (επίπεδο εμπιστοσύνης > 80%) σε διάστημα έξι ημερών πριν καταφθάσουν τα σωματίδια στην Αθήνα.

Ακολουθως, παρουσιάζεται η χρονική διακύμανση της ποσοστιαίας κατανομής του μεγέθους των σωματιδίων, λεπτά και χονδροειδή/αδρά (fine mode, coarse mode), στα 500 nm, καθώς και η χρονική διακύμανση του συντελεστή Angstrom στα διάφορα ζεύγη μήκος κύματος (440-870 nm, 380-500 nm, 440-675 nm, 500-870 nm, 340-440 nm), όπως καταγράφηκαν από το ηλιακό φωτόμετρο CIMEL NTUA, για τις ημέρες 7, 8, 11, 18 και 19 Αυγούστου 2021.

7 Αυγούστου 2021

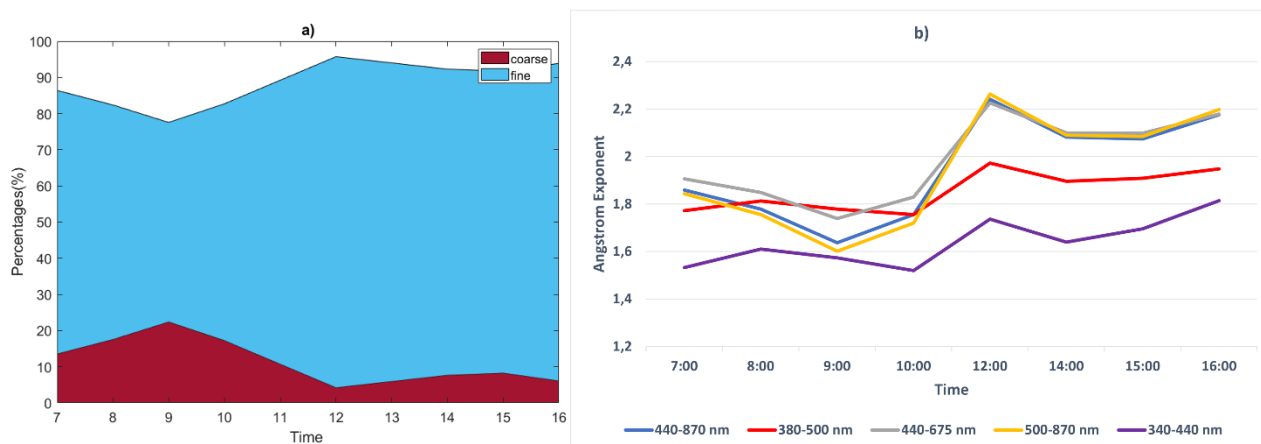
Συμπεραίνεται από τις οπισθοτροχίες ότι οι αέριες μάζες έχουν τις ίδιες πηγές προέλευσης και στα τρία υψόμετρα (1, 2, 3 km). Οι αέριες μάζες ξεκίνησαν στις 6 Αυγούστου από την Βόρεια Αμερική και πέρασαν πάνω από τον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό, με αποτέλεσμα να εμπλουτισθούν με θαλάσσια σωματίδια. Στη συνέχεια πέρασαν πάνω τη Δυτική Ευρώπη και βρέθηκαν σε μικρά υψόμετρα πάνω από ενεργές εστίες στη Κροατία, τη Σερβία και τη Βόρεια Ιταλία. Οι αέριες μάζες που κατέφθασαν στην Αθήνα στις 7 Αυγούστου, περιέχουν κυρίως πρωτογενή σωματίδια καπνού, σωματίδια ανθρωπογενούς προέλευσης από τη Δυτική Ευρώπη και θαλάσσια αερολύματα.



Εικόνα I.3. 10: Ανάλυση οπισθοτροχιών διάρκειας 120 ωρών, από το μοντέλο HYSPLIT, για την προέλευση των σωματιδίων που ανιχνεύονται πάνω από την Αθήνα στις 7 Αυγούστου 2021 (7:00, 9:00 και 14:00-16:00), σε υψόμετρο I) 1 km, II) 2 km και III) 3 km, σε περιοχές a) της Ευρώπης και της Αφρικής και b) της Ευρώπης, της Αφρικής και της Αμερικής. Οι κόκκινες κουκίδες αντιπροσωπεύουν ενεργές εστίες πυρκαγιών που ανακτήθηκαν από το MODIS (επίπεδο εμπιστοσύνης > 80%).

Παρατηρούνται από την **Εικόνα I.3.11** αυξημένες τιμές του συντελεστή Ångström ($\text{Å} > 1.4$). Συγκεκριμένα, κατά τις μεσημεριανές ώρες ο συντελεστής φαίνεται να υπερβαίνει την τιμή 2.2, στα ζεύγη 440-870, 440-675 και 550-870 nm. Οι μεγάλες τιμές του συντελεστή Ångström (> 1.5)

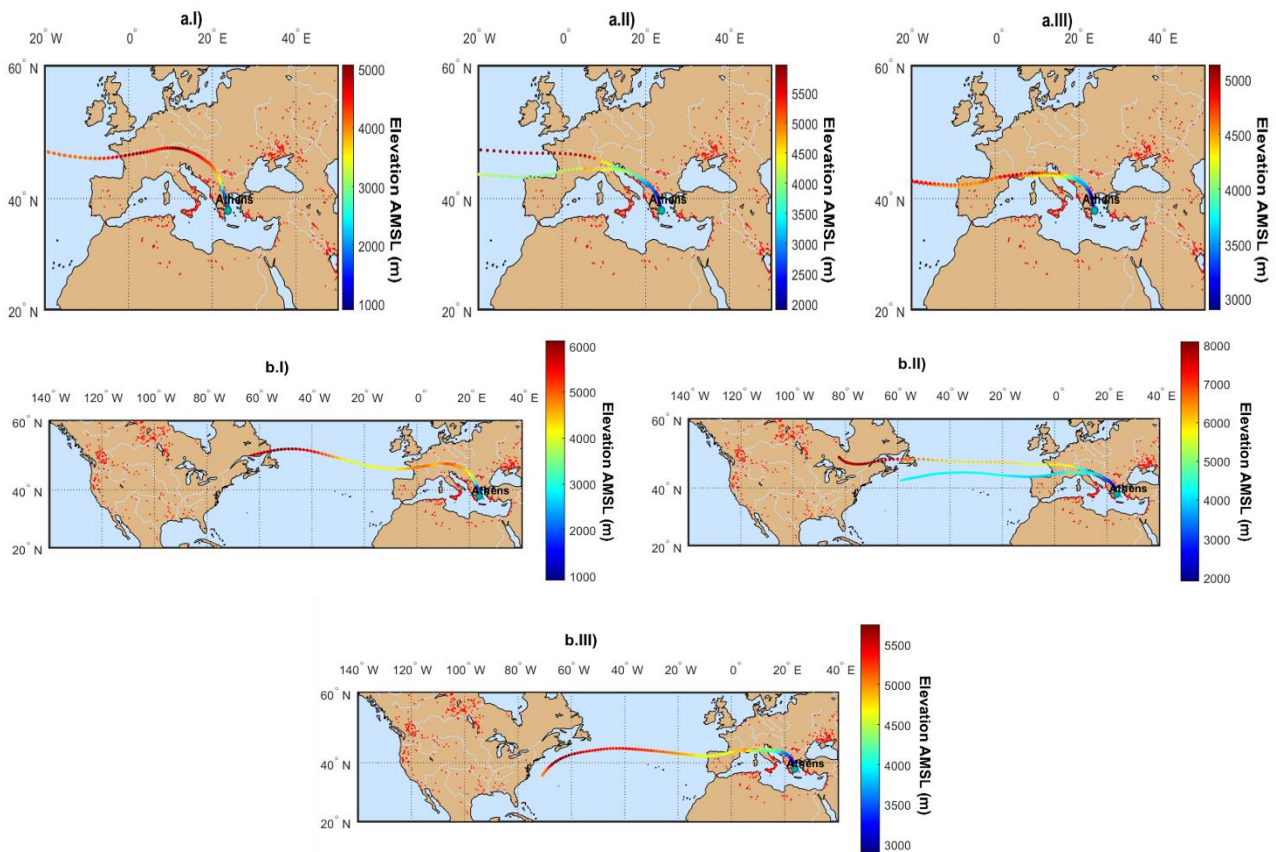
αντιστοιχούν στην ύπαρξη μικρού μεγέθους σωματιδίων, ενδεικτικές των σωματιδίων ανθρωπογενούς προέλευσης και καπνού όπως επιβεβαιώνεται από τις οπισθοτροχιές των αέριων μαζών που μελετήσαμε (Kloss et al., 2021). Από τη ποσοστιαία διακύμανση είναι φανερό ότι τα λεπτά σωματίδια υπερτερούν των αδρομερή, με ποσοστό 87.82% έναντι 12.18%.



Εικόνα 1.3. 11: Χρονικές διακυμάνσεις, όπως καταγράφηκαν από το φωτόμετρο CIMEL στις 7 Αυγούστου 2021 στην Αθήνα a) της ποσοστιαίας κατανομής των λεπτών και χονδρών σωματιδίων στα 500 nm και b) του συντελεστή Ångström (ενδεικτικός του μεγέθους των σωματιδίων), στα 440-870 nm, 380-500 nm, 440-675 nm, 500-870 nm, 340-440 nm.

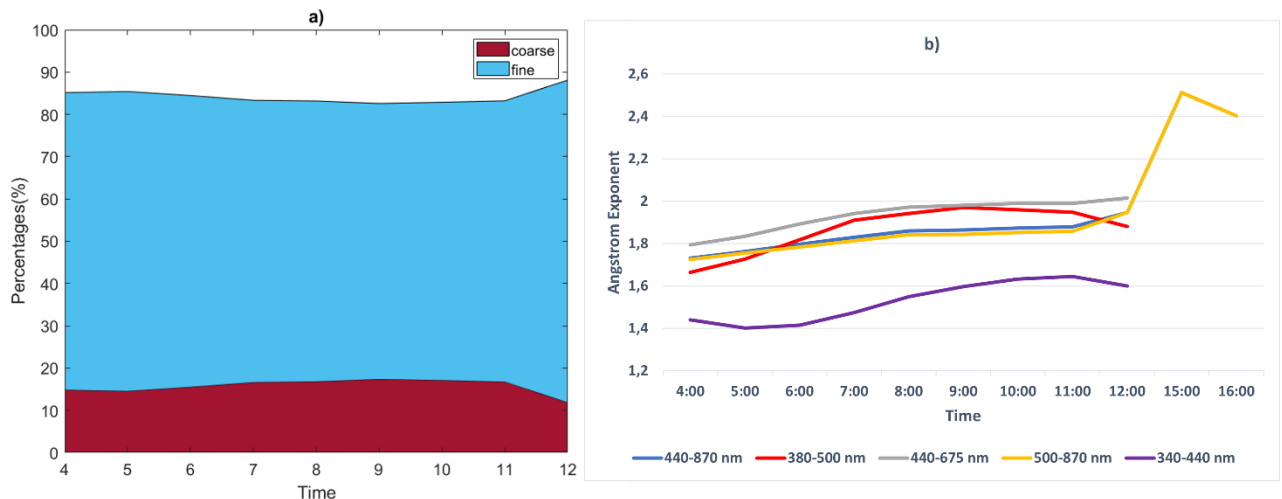
8 Αυγούστου 2021

Παρατηρείται ότι οι αέριες μάζες που καταφθάνουν στην Αθήνα στις 8 Αυγούστου, έχουν διανύσει πολύ μεγάλες αποστάσεις. Αναλυτικότερα, υπάρχει μεγάλη πιθανότητα αέριες μάζες εμπλουτισμένες με σωματίδια καπνού να ξεκίνησαν από τη Βόρεια Αμερική, όπου κατά την ίδια χρονική περίοδο υπήρχε μεγάλος αριθμός ενεργών εστιών πυρκαγιών. Οι αέριες μάζες κατά τη μεταφορά τους προς την Αθήνα, εμπλουτίστηκαν με θαλάσσια σωματίδια στις περιπτώσεις που κινήθηκαν πάνω από τον Ωκεανό σε ύψη χαμηλότερα από 1000 m. Αντίθετα, πάνω από την Ευρώπη οι αέριες μάζες βρέθηκαν σε χαμηλά ύψη πάνω από μεγάλο αριθμό ενεργών εστιών, όπου εμπλουτίστηκαν περαιτέρω με σωματίδια καπνού.



Εικόνα I.3. 12: Ανάλυση οπισθοτροχιών διάρκειας 120 ωρών, από το μοντέλο HYSPLIT, για την προέλευση των σωματιδίων που ανιχνεύονται πάνω από την Αθήνα στις 8 Αυγούστου 2021 (15:00 και 16:00), σε υψόμετρο I) 1 km, II) 2 km και III) 3 km, σε περιοχές a) της Ευρώπης και της Αφρικής και b) της Ευρώπης, της Αφρικής και της Αμερικής. Οι κόκκινες κουκίδες αντιπροσωπεύουν ενεργές εστίες πυρκαγιών που ανακτήθηκαν από το MODIS (επίπεδο εμπιστοσύνης > 80%).

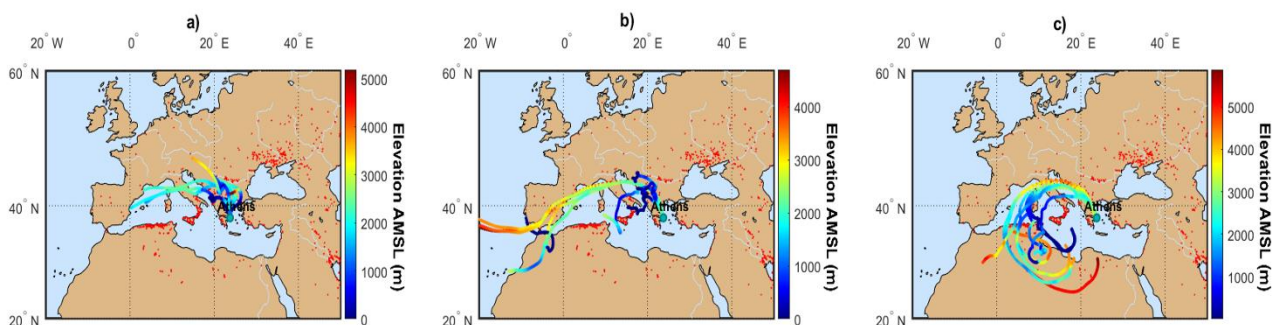
Για τις 8 Αυγούστου ο συντελεστής Ångström παίρνει τιμές μεγαλύτερες από 1.4. Οι τιμές αυτές σχετίζονται με την ύπαρξη κυρίως λεπτών σωματιδίων, όπως σωματιδίων καπνού που παρατηρούνται εκείνη την ημέρα (Paranikolaou et al., 2022). Επιβεβαιώνεται από το ποσοστιαίο διάγραμμα, ότι υπερτερούν τα λεπτά σωματίδια με ποσοστό 84.25%, έναντι των αδρομερή 15.75%.



Εικόνα I.3. 13: Χρονικές διακυμάνσεις, όπως καταγράφηκαν από το φωτόμετρο CIMEL στις 8 Αυγούστου 2021 στην Αθήνα a) της ποσοστιαίας κατανομής των λεπτών και χονδρών σωματιδίων στα 500 nm και b) του συντελεστή Ångström (ενδεικτικός του μεγέθους των σωματιδίων), στα 440-870 nm, 380-500 nm, 440-675 nm, 500-870 nm, 340-440 nm.

11 Αυγούστου 2021

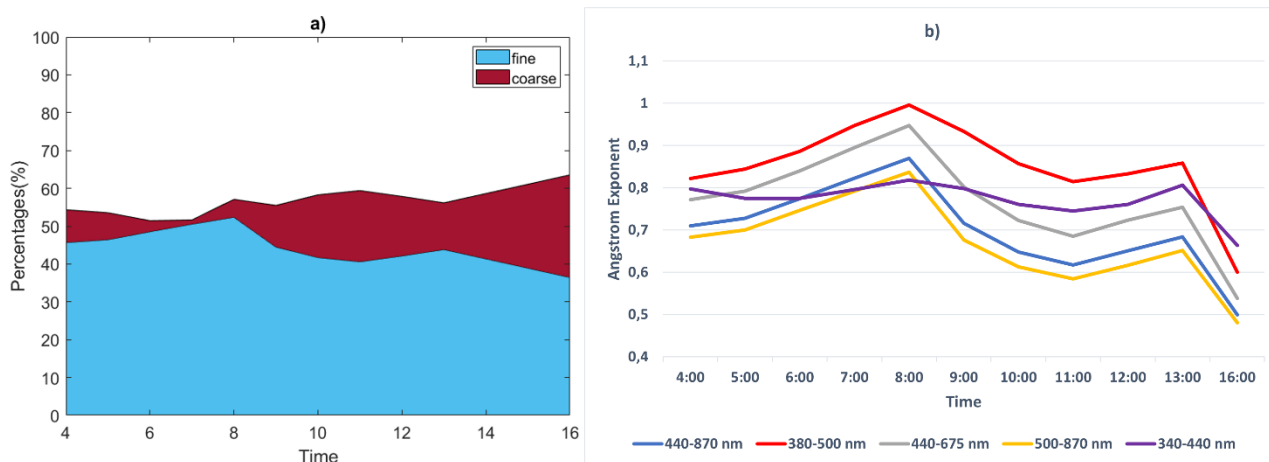
Οι οπισθοτροχιές των αέριων μαζών υποδεικνύουν διαφορετικές πηγές προέλευσης στα τρία υψόμετρα. Συγκεκριμένα, σε υψόμετρο 1 km οι αέριες μάζες ταξίδεψαν σε χαμηλά ύψη πάνω από τη Νότια Ευρώπη, όπου υπήρχαν ενεργές εστίες πυρκαγιών και επηρέασαν τη προέλευση τους. Οι ίδιες αέριες μάζες φαίνεται να επηρεάζονται από θαλάσσια αερολύματα όταν ταξιδεύουν σε υψόμετρο 2 km, καθώς διέρχονται πάνω από το Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό. Σε αντίθετη περίπτωση οι αέριες μάζες που ευρίσκονται σε μεγαλύτερο υψόμετρο (3 km), ξεκίνησαν από τη Βόρεια Αφρική, μεταφέροντας πιθανώς σωματίδια σκόνης από την έρημο Σαχάρα και στη συνέχεια πέρασαν πάνω από τη Μεσόγειο και εμπλουτίστηκαν με θαλάσσια αερολύματα εάν κινήθηκαν σε υψόμετρα μικρότερα από 1000 m. Επομένως, πρόκειται για αέριες μάζες που περιέχουν σωματίδια σκόνης και θαλάσσια σωματίδια.



Εικόνα I.3. 14: Ανάλυση οπισθοτροχιών διάρκειας 120 ωρών, από το μοντέλο HYSPLIT, για την προέλευση των σωματιδίων που ανιχνεύονται πάνω από την Αθήνα στις 11 Αυγούστου 2021 (4:00-12:00), σε υψόμετρο a) 1 km, b) 2 km και c) 3 km. Οι κόκκινες κουκίδες αντιπροσωπεύουν ενεργές εστίες πυρκαγιών που ανακτήθηκαν από το MODIS (επίπεδο εμπιστοσύνης > 80%).

Παρατηρείται από την **Εικόνα I.3.15** ότι ο συντελεστής Ångström έχει τιμές μικρότερες από 1,0, το οποίο επιβεβαιώνεται από τα μεγάλα ποσοστά αδρών (coarse) σωματιδίων (Schuster et al., 2006). Οι σχετικά μικρές τιμές του Ångström είναι ενδεικτικές των σωματιδίων ερημικής σκόνης και

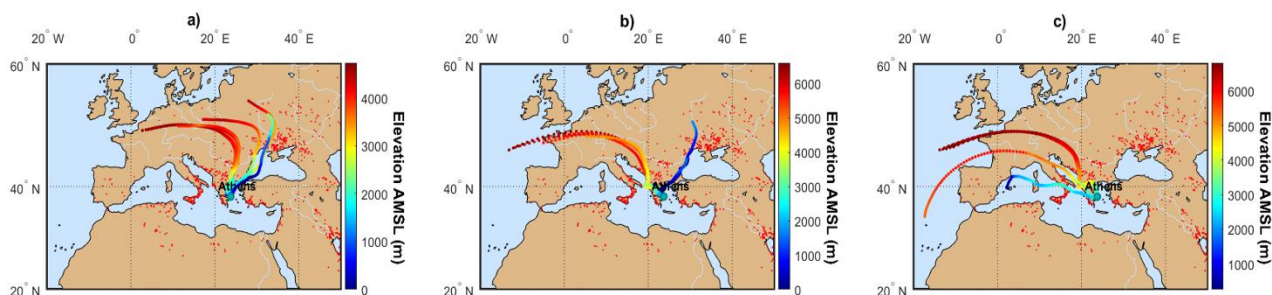
των θαλάσσιων αερολυμάτων που παρατηρούνται στις 11 Αυγούστου (Xin et al., 2005). Επιπλέον, παρατηρείται μια μικρή αύξηση του ποσοστού των λεπτών σωματιδίων στο διάστημα 6:00-9:00, που επιβεβαιώνεται από την αύξηση του συντελεστή, καθώς οι τιμές του πλησιάζουν το 1.0. Γενικά είναι φανερό ότι τα λεπτά και τα αδρά σωματίδια είναι πολύ κοντά σε ποσοστά. Συγκεκριμένα υπερτερούν τα αδρομερή με ποσοστό 55.20%, έναντι των λεπτών με ποσοστό 44.80%



Εικόνα I.3. 15: Χρονικές διακυμάνσεις, όπως καταγράφηκαν από το φωτόμετρο CIMEL στις 11 Αυγούστου 2021 στην Αθήνα a) της ποσοστιαίας κατανομής των λεπτών και χονδρών σωματιδίων στα 500 nm και b) του συντελεστή Ångström (ενδεικτικός του μεγέθους των σωματιδίων), στα 440-870 nm, 380-500 nm, 440-675 nm, 500-870 nm, 340-440 nm.

18 Αυγούστου

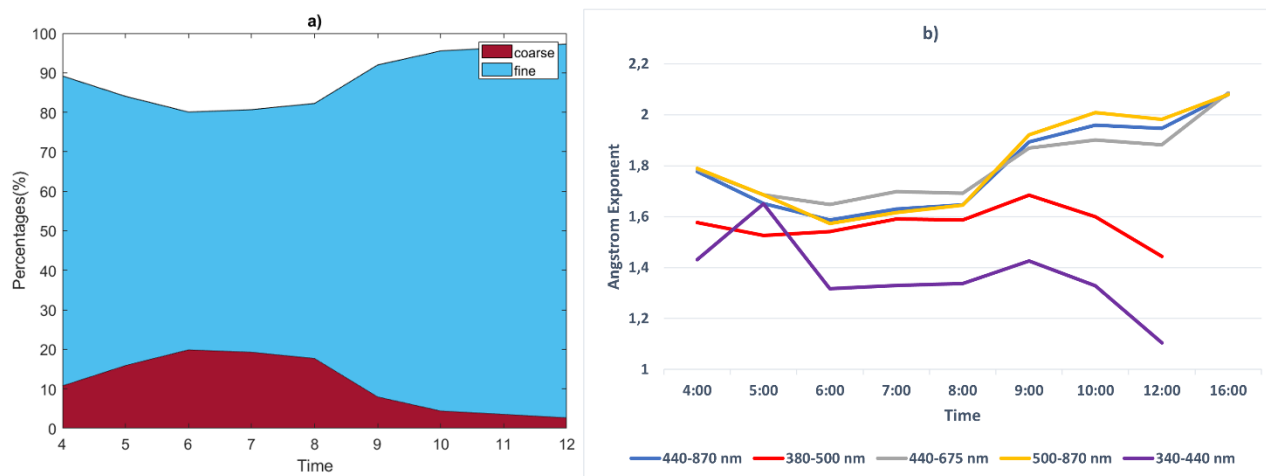
Παρατηρείται ότι οι αέριες μάζες που καταφθάνουν στην Αθήνα στις 18 Αυγούστου, σε ύψος 1 km προέρχονται πιθανώς, από τη Βόρεια και Κεντρική Ευρώπη και διέρχονται πάνω από μεγάλο αριθμό ενεργών εστιών φωτιάς στις Βαλκανικές χώρες και την Ουκρανία. Αντίθετα, οι αέριες μάζες σε υψόμετρο 2 και 3 km, ξεκινούν από τον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό και στη συνέχεια διέρχονται πάνω από τη Κεντρική Ευρώπη και τη Μεσόγειο σε χαμηλά υψόμετρα, παρασύροντας θαλάσσια σωματίδια. Πρόκειται δηλαδή για αέριες μάζες που περιέχουν κυρίως καπνό, σωματίδια ανθρωπογενούς προέλευσης από τη Κεντρική Ευρώπη και θαλάσσια αερολύματα.



Εικόνα I.3. 16: Ανάλυση οπισθοτροχιών διάρκειας 120 ωρών, από το μοντέλο HYSPLIT, για την προέλευση των σωματιδίων που ανιχνεύονται πάνω από την Αθήνα στις 18 Αυγούστου 2021 (4:00-8:00, 12:00 και 16:00), σε υψόμετρο a) 1 km, b) 2 km και c) 3 km.. Οι κόκκινες κουκίδες αντιπροσωπεύουν ενεργές εστίες πυρκαγιών που ανακτήθηκαν από το MODIS (επίπεδο εμπιστοσύνης > 80%).

Παρατηρούνται αρκετά υψηλές τιμές του συντελεστή Ångström για τις 18 Αυγούστου και συγκεκριμένα στο διάστημα 10:00-16:00 οι τιμές υπερβαίνουν το 2.0, στα μήκη κύματος 440-870,

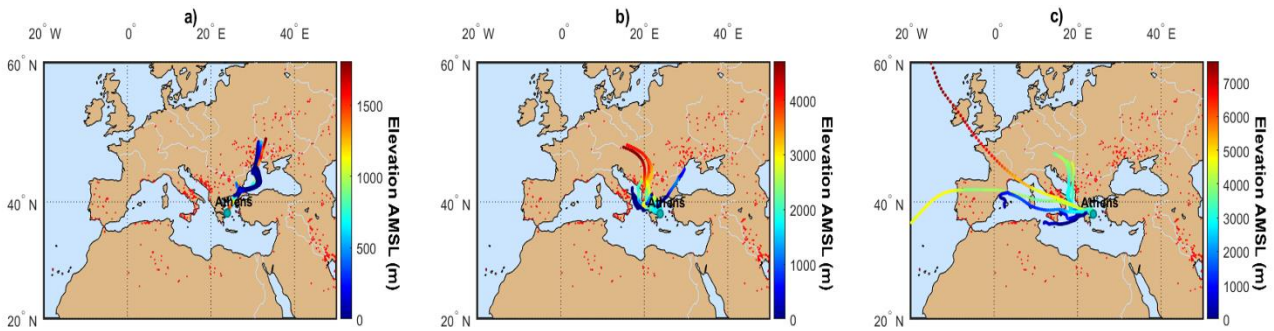
440-675 και 500-870 nm. Οι τιμές αυτές είναι ενδεικτικές των σωματιδίων ανθρωπογενούς προέλευσης και σωματιδίων καπνού (Kloss et al., 2021). Οι σχετικά υψηλές τιμές του Ångström επιβεβαιώνονται από το μεγάλο ποσοστό λεπτών σωματιδίων, που υπολογίστηκε 87.62%, ενώ το συνολικό ποσοστό των αδρομερή σωματιδίων βρέθηκε 12.38%.



Εικόνα Ι.3. 17: Χρονικές διακυμάνσεις, όπως καταγράφηκαν από το φωτόμετρο CIMEL στις 18 Αυγούστου 2021 στην Αθήνα α) της ποσοστιαίας κατανομής των λεπτών και χονδρών σωματιδίων στα 500 nm και β) του συντελεστή Ångström (ενδεικτικός του μεγέθους των σωματιδίων), στα 440-870 nm, 380-500 nm, 440-675 nm, 500-870 nm, 340-440 nm.

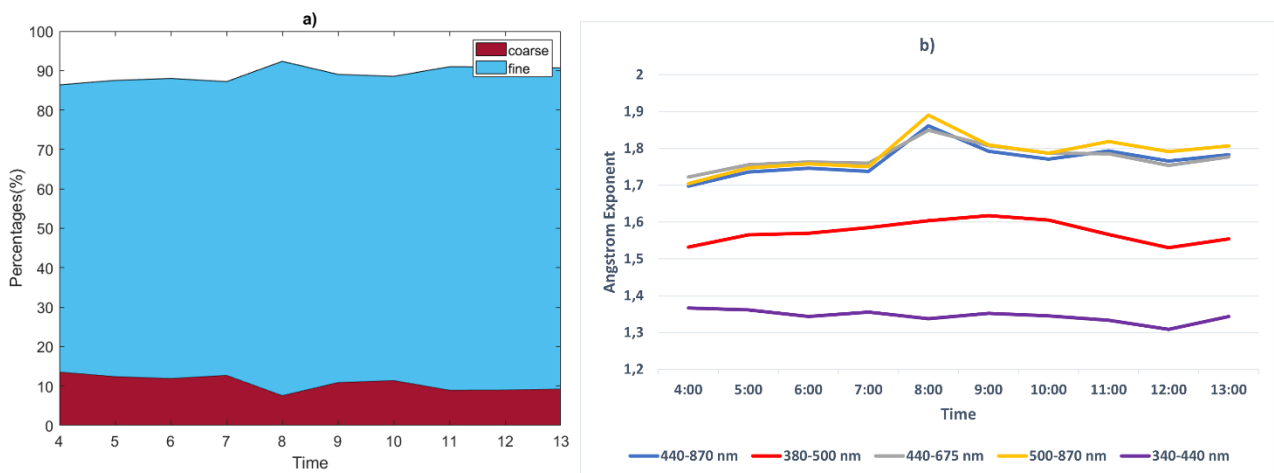
19 Αυγούστου 2021

Παρατηρείται ότι τη περίοδο 14 έως 19 Αυγούστου υπάρχει μεγάλος αριθμός ενεργών εστιών σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Πιο συγκεκριμένα, υπάρχει μεγάλη πιθανότητα οι αέριες μάζες σε υψόμετρο 1 km, εμπλουτισμένες με σωματίδια καπνού να προέρχονται από την Ουκρανία όπου παρατηρείται μεγάλος αριθμός ενεργών πυρκαγιών. Αντίθετα, οι αέριες μάζες στο υψόμετρο 2 km ξεκινάν από τη κεντρική Ευρώπη και περνάν πάνω από ενεργές εστίες στις Βαλκανικές χώρες, σε χαμηλά υψόμετρα. Οι ίδιες αέριες μάζες σε υψόμετρο 3 km έχουν διανύσει αρκετά μεγάλες αποστάσεις και πιθανώς προέρχονται από το Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό και τη Μεσόγειο, στη συνέχεια διέρχονται πάνω από τη Δυτική Ευρώπη και σε χαμηλά ύψη πάνω από ενεργές εστίες που καταγράφονται στην Ιταλία. Συμπεραίνουμε λοιπόν ότι οι αέριες μάζες σε υψόμετρο 1 και 2 km είναι εμπλουτισμένες με σωματίδια καπνού, ενώ στο υψόμετρο 3 km υπάρχουν επιπλέον θαλάσσια αερολύματα, καθώς διέρχονται πάνω από τη Μεσόγειο σε ύψη χαμηλότερα από 1000 m και σωματίδια ανθρωπογενούς προέλευσης, που προέρχονται από τη Δυτική Ευρώπη.



Εικόνα I.3. 18: Ανάλυση οπισθοτροχιών διάρκειας 120 ωρών, από το μοντέλο HYSPLIT, για την προέλευση των σωματιδίων που ανιχνεύονται πάνω από την Αθήνα στις 19 Αυγούστου 2021 (4:00-6:00 και 9:00-13:00), σε υψόμετρο a) 1 km, b) 2 km και c) 3 km.. Οι κόκκινες κουκίδες αντιπροσωπεύουν ενεργές εστίες πυρκαγιών που ανακτήθηκαν από το MODIS (επίπεδο εμπιστοσύνης > 80%).

Παρατηρώντας τη χρονική διακύμανση του συντελεστή Ångström (από 1.3 έως 2.0), όπως καταγράφηκε από το φωτόμετρο CIMEL συμπεραίνουμε ότι οι μεγάλες τιμές του Ångström επιβεβαιώνουν το μεγάλο ποσοστό των λεπτών σωματιδίων που εκπέμπονται κυρίως από πυρκαγιές, όπως παρατηρούνται την ημέρα εκείνη. Πιο συγκεκριμένα από τα δεδομένα υπολογίστηκε 89.17% το ποσοστό των λεπτών σωματιδίων και 10.83% το ποσοστό των αδρομερή σωματιδίων.



Εικόνα I.3. 19: Χρονικές διακυμάνσεις, όπως καταγράφηκαν από το φωτόμετρο CIMEL στις 19 Αυγούστου 2021 στην Αθήνα a) της ποσοστιαίας κατανομής των λεπτών και χονδρών σωματιδίων στα 500 nm και b) του συντελεστή Ångström (ενδεικτικός του μεγέθους των σωματιδίων), στα 440-870 nm, 380-500 nm, 440-675 nm, 500-870 nm, 340-440 nm.

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα τελευταία χρόνια σημειώνεται έντονο παγκόσμιο ενδιαφέρον προς τη μελέτη των αιωρούμενων σωματιδίων, καθώς και για τις επιπτώσεις που προκαλούν στον άνθρωπο και στο κλιματικό σύστημα (άμεσες και έμμεσες επιδράσεις).

Για την μελέτη των αερολυμάτων ο βασικότερος και ευκολότερος τρόπος είναι η μελέτη του οπτικού πάχους (AOD). Το AOD συνήθως χρησιμοποιείται για την κατανόηση της κλιματικής μεταβλητότητας διαφορετικών περιοχών και σχετίζεται με την σκέδαση και την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας.

Το ιδανικότερο όργανο γι' αυτές τις μελέτες αποτελεί το ηλιακό φωτόμετρο CIMEL, το οποίο παρέχει μετρήσεις βασιζόμενο στην άμεση ηλιακή ακτινοβολία και στη διάχυτη ακτινοβολία από το ατμοσφαιρικό υπόβαθρο. Το CIMEL υπολογίζει το AOD σε οχτώ διαφορετικά μήκη κύματος, το μέγεθος των σωματιδίων, καθώς και τον συντελεστή Ångström (AE).

Σκοπός του πρώτου μέρους της παρούσας Διπλωματικής Εργασίας ήταν η διερεύνηση της σωστής λειτουργίας του νέου ηλιακού φωτόμετρου CIMEL που βρίσκεται εγκατεστημένο στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο. Για να επιτευχθεί αυτό έγινε σύγκριση των μετρήσεων AOD με το φωτόμετρο CIMEL του Αστεροσκοπείου Αθηνών. Τα δεδομένα του CIMEL και για τους δύο σταθμούς ανακτήθηκαν από την ιστοσελίδα https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/aerosols.html μέσω της οποίας το δίκτυο AERONET διαχέει τα αποτελέσματα στο διαδίκτυο. Επιπλέον, λάβαμε μέρος στη μελέτη των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων που παρατηρούνται στην πόλη των Αθηνών, καθώς και του συντελεστή Angstrom, στα διάφορα μήκη κύματος καταγραφής του CIMEL. Τέλος, έγινε ανάλυση τροχιάς των αέριων μαζών, μέσω του NOAA HYSPLIT και οι αντίστοιχες πληροφορίες για τα σημεία πυρκαγιάς δόθηκαν από το σύστημα FIRMS και τον δορυφόρο MODIS.

Από τη σύγκριση των δύο οργάνων συμπεραίνουμε ότι υπάρχει μια εξαιρετική συμφωνία μεταξύ των ανακτήσεων CIMEL του NTUA και του NOA. Η τόσο μεγάλη συμφωνία συνεπάγεται την ορθή λειτουργία του νέου CIMEL NTUA και τη συνέχιση της χρονοσειράς του AOD στη περιοχή της Αθήνας. Η τιμή του συντελεστή συσχέτισης βρέθηκε μεγαλύτερη από 0.8 για όλους τους μήνες παρατήρησης και σε όλα τα μήκη κύματος.

Η καλύτερη δυνατή συσχέτιση των δύο οργάνων παρατηρείται κατά τον Σεπτέμβριο στα 1640nm και βρέθηκε 0.991. Αντίθετα, τον Νοέμβριο υπολογίστηκε η χαμηλότερη τιμή του συντελεστή συσχέτισης, συγκεκριμένα 0.857, στα 1640 nm. Γενικά, καλύτερη συσχέτιση των δύο οργάνων παρατηρείται στα μεγάλα μήκη κύματος (1640, 1020, 870 και 675 nm). Επιπρόσθετα, συγκρίνοντας τις τιμές του συντελεστή, η καλύτερη συσχέτιση εμφανίζεται τον Ιούλιο και στη συνέχεια τον Σεπτέμβριο, όπου οι τιμές κυμαίνονται 0.926-0.990 και 0.922-0.991, αντίστοιχα.

Επίσης γίνεται σαφές ότι οι τιμές του AOD μεταβάλλονται αρκετά (0.006-1.876) μέσα στο χρονικό διάστημα που μελετήθηκε, με υψηλότερες τιμές AOD (>1.0) να παρατηρούνται κατά τους καλοκαιρινούς μήνες και ειδικότερα τον Αύγουστο. Η εξέταση των περιπτώσεων καταγραφής μεγάλων τιμών AOD χρησιμοποιώντας ανάλυση οπισθοτροχιών αέριων μαζών ανέδειξε ότι πηγή προέλευσης των αέριων μαζών που καταφθάνουν στην Ελλάδα, είναι κυρίως ενεργές εστίες πυρκαγιών στις γειτονικές χώρες, καθώς και μεταφορά ερημικής σκόνης από την Αφρική. Αντίθετα, οι αέριες μάζες που κινήθηκαν σε χαμηλά ύψη (< 1000 m) πάνω από τον Ατλαντικό Ωκεανό ή τη Μεσόγειο Θάλασσα, φαίνεται ότι πιθανόν εμπλουτίστηκαν και με θαλάσσια σωματίδια.

ΜΕΡΟΣ ΙΙ: ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΤΕΧΝΙΚΗΣ LIDAR

1. ΝΕΦΗ

1.1 Νέφη

Τα νέφη είναι το ορατό αποτέλεσμα της συμπύκνωσης των υδρατμών ή και παγοκρυστάλλων (ανάλογα με το ύψος που ευρίσκονται) στην ατμόσφαιρα. Εμφανίζονται συνήθως λευκά επειδή οι μικροσκοπικές σταγόνες νερού που ευρίσκονται σε αυτά είναι κοντά μεταξύ τους και αντανακλούν το μεγαλύτερο μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει. Αντίθετα, τα σκούρα γκρι σύννεφα προμηνύουν βροχή και σε αυτή την περίπτωση η ακτινοβολία αντανακλάται λιγότερο, διότι οι σταγόνες βροχής είναι τοποθετημένες με μεγαλύτερα κενά μεταξύ τους.

Πιο συγκεκριμένα, μία αέρια μάζα περιλαμβάνει μια ορισμένη ποσότητα υδρατμών, η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία στην οποία βρίσκεται. Όταν ελαττωθεί αρκετά η θερμοκρασία αυτή, ώστε η αέρια μάζα να γίνει κορεσμένη υδρατμών, επέρχεται η υδροσυμπύκνωση της. Η διαδικασία αυτή είναι αποτέλεσμα της ανόδου των υγρών αέριων μαζών, οι οποίες σε συνθήκες φθίνουσας πίεσης, εκτονώνονται και ψύχονται αδιαβατικά, δηλαδή χωρίς ανταλλαγή θερμότητας με το περιβάλλον, με αποτέλεσμα σε κάποιο ύψος να γίνονται μάζες κορεσμένες σε υδρατμούς. Τελικά, πάνω από το ύψος αυτό πραγματοποιείται η υδροσυμπύκνωση που οδηγεί στην εμφάνιση των νεφών.

Η αέρια μάζα ανέρχεται ακολουθώντας την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα, αλλά μετά τη συμπύκνωση των υδρατμών, ακολουθεί την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα. Ταυτόχρονα, το φαινόμενο της εξάτμισης των υδρατμών έχει ως αποτέλεσμα την απώλεια υγρασίας, που σημαίνει ότι η αέρια μάζα θα ακολουθήσει τελικά την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

Επιπρόσθετα, καθώς ανέρχεται η αέρια μάζα ψύχεται, οπότε η θερμοκρασία της γίνεται ίση με εκείνη του περιβάλλοντος. Ωστόσο, λόγω της ορμής και της κινητικής ενέργειας που έχει αποκτήσει, συνεχίζει να ανεβαίνει. Όταν η θερμοκρασία του νέφους γίνει ίδια με αυτήν του περιβάλλοντός του, τότε θα σταματήσει να ανέρχεται και θα παραμείνει σε συγκεκριμένο ύψος. Επομένως, το ύψος στο οποίο θα φτάσει τελικά το σύννεφο, εξαρτάται από τη θερμοκρασία του σε σχέση με εκείνη του περιβάλλοντος, καθώς και από την κινητική του ενέργεια.

Τέλος, είναι απαραίτητο να γνωρίζουμε τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των νεφών, και ειδικότερα τα εξής:

- Τη βάση του νέφους (base)
- Την κορυφή του νέφους (peak)
- Το ύψος του νέφους (top)
- Το πάχος του νέφους (thickness)

1.2 Μηχανισμοί δημιουργίας νεφών

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, για να σχηματισθούν τα νέφη θα πρέπει η αέρια μάζα να είναι αρκετά υγρή. Συγκεκριμένα θα πρέπει να υπάρχουν κατακόρυφες ανοδικές κινήσεις των αέριων μαζών, καθώς και πυρήνες συμπύκνωσης (condensation nuclei) στους οποίους θα δημιουργηθούν τα

νέφη. Επιπλέον, καθοριστικός είναι ο ρόλος της ψύξης (cooling process) και της θερμοκρασίας της αέριας μάζας.

Αναλυτικότερα, οι μηχανισμοί με τους οποίους σχηματίζονται τα νέφη διακρίνονται σε δύο βασικές κατηγορίες: τη δυναμική και τη θέρμανση της αέριας μάζας. Η κάθε μια από αυτές της κατηγορίες, περιλαμβάνει δύο μηχανισμούς δημιουργίας. Τον ορογραφικό και τον μετωπικό μηχανισμό, καθώς και τη σύγκλιση (convergence) και συναγωγή (convection) των αέριων μαζών, αντίστοιχα.

- Ορογραφικός μηχανισμός

Είναι η εξαναγκασμένη κίνηση των αέριων μαζών όταν συναντήσουν κάποιο φυσικό εμπόδιο (βουνό ή λόφο) και μετακινούνται ανοδικά, ακολουθώντας το ανάγλυφο. Η ταχύτητα εξαναγκασμένης κίνησης, εξαρτάται από την ταχύτητα και την κατεύθυνση των ανέμων σε σχέση με το φυσικό εμπόδιο. Μόλις η θερμοκρασία τους γίνει ίση με τη θερμοκρασία δρόσου, δημιουργείται το «ορογραφικό νέφος», που διαρκεί μόνο λίγες ώρες (Χαλδούπης, 2015).

- Ύπαρξη μετώπων

Στη περίπτωση αυτή έχουμε συνύπαρξη μιας θερμής και ξηρής αέριας μάζας με μία ψυχρή και υγρή. Στο σημείο αυτό, η θερμή αέρια μάζα, ως αραιότερη, εισχωρεί μέσα στη ψυχρή και ανέρχεται σχηματίζοντας τελικά το σύννεφο (Χαλδούπης, 2015).

- Σύγκλιση αέριων μαζών

Η σύγκλιση των αέριων μαζών έχει ως αποτέλεσμα τη συσσώρευση αέρα πάνω από το βαρομετρικό υψηλό. Ο αέρας κινείται προς τα κάτω και αναπληρώνει τη μάζα του αέρα στα χαμηλότερα στρώματα. Αντίθετα, σε βαρομετρικό χαμηλό ο αέρας λόγω σύγκλισης ανέρχεται και αποκλίνει σε μεγαλύτερα ύψη. Αποτέλεσμα της σύγκλισης των ανέμων, είναι η δημιουργία ανοδικών κινήσεων, που οδηγούν σε σχηματισμό νεφών (Κατσαφάδος et al., 2015).

- Συναγωγή αέριων μαζών

Σε συνθήκες έντονης ατμοσφαιρικής αστάθειας, συγκεκριμένα όταν το έδαφος θερμαίνεται ισχυρά από την ηλιακή ακτινοβολία, οι θερμότερες αέριες μάζες ανέρχονται σταδιακά μέχρι το επίπεδο συμπύκνωσης (Lifted Condensation Level), όπου και σχηματίζουν πυκνά «νέφη μεταφοράς» (convective clouds). Τα σύννεφα αυτά είναι καταγιδοφόρα, παρατηρούνται συνήθως τους θερινούς μήνες και διαρκούν από μερικές έως αρκετές ώρες (Κατσαφάδος et al., 2015).

1.3 Τύποι νεφών

Τα σύννεφα ταξινομούνται στις διάφορες ομάδες με βάση τη μορφή τους και το ύψος στο οποίο βρίσκεται η βάση τους. Αρχικά υπάρχουν τρεις βασικές ομάδες που χωρίζονται τα σύννεφα ανάλογα με το ύψος που ευρίσκονται. Ωστόσο, το εύρος βασικού ύψους για κάθε νέφος ποικίλλει ανάλογα με τη γεωγραφική ζώνη στην οποία βρίσκεται. Υπάρχουν τα υψηλά σύννεφα (high clouds) με βάση πάνω από τα 6 km, τα μεσαία (middle clouds) με βάση μεταξύ 2-6 km και τα χαμηλά (low clouds) με βάση κάτω από 2 km. Επιπλέον, με βάση τη μορφή προκύπτουν δύο κατηγορίες νεφών: τα

στρώματα, δηλαδή νέφη με μεγάλη οριζόντια ανάπτυξη που καλύπτουν μεγάλο μέρος του ουρανού, και οι σωρείτες, που είναι νέφη με μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη (Κατσαφάδος, 2015).

Με βάση τα παραπάνω κριτήρια προκύπτουν δέκα τύποι νεφών. Η ονοματολογία τους δόθηκε από τον Howard το 1803 και το πρώτο συνθετικό αφορά το ύψος, ενώ το δεύτερο τη μορφή. Επομένως προκύπτουν τα ακόλουθα Λατινικά συνθετικά:

- Alto (ύψος)
- Cirrus (ίνα)
- Stratus (στρώμα)
- Cumulus (σωρός)
- Nimbus (βροχή)

Χαμηλά Νέφη (0-3 km)

- i. **Stratus – Στρώματα (St):** Γκριζόλευκα νέφη με ομοιόμορφη βάση και στρωματώδη δομή. Μπορούν να προκαλέσουν ψιλόβροχο ή μικρή ποσότητα χιονιού.
- ii. **Cumulus – Σωρείτες (Cu):** Απομονωμένα, λευκά, πυκνά νέφη, με κατακόρυφη ανάπτυξη, έντονο περίγραμμα και σκούρα οριζόντια βάση. Μπορεί να εμφανιστούν και σε μέσα ύψη και συνήθως είναι προπομποί νεφών βροχής (cumulonimbus).
- iii. **Stratocumulus – Στρωματοσωρείτες (Sc):** Γκρίζα ή υπόλευκα νέφη, με μορφή στρώματος που καλύπτουν μεγάλες εκτάσεις. Είναι τα πιο συνηθισμένα σύννεφα και μπορούν να προκαλέσουν ψιλόβροχο.
- iv. **Nimbostratus – Στρωματομελανίες (Ns):** Σκουρόχρωμα στρωματώδη νέφη με μεγάλο πάχος. Περιέχουν μεγάλη ποσότητα νερού και γι' αυτό σχετίζονται με κακοκαιρίες (βροχή και χιονόπτωση).

Μεσαία Νέφη (2-8 km)

- i. **Altostratus – Υψισωρείτες (Ac):** Λευκά ή γκρίζα νέφη με σκίαση, μικρού πάχους και μερικώς ινώδους υφής. Παρατάσσονται σε εκτεταμένες ομάδες με μικρά ή μεγάλα κενά μεταξύ τους και προκαλούν ελάχιστα ή και καθόλου φαινόμενα.
- ii. **Altostratus – Υψιστρώματα (As):** Υπόγκριζα, στρωματοποιημένα νέφη μεγάλης κάλυψης, με ινώδη ή ομοιόμορφη μορφή. Συνήθως προκαλούν ασθενή φαινόμενα μεγάλης διάρκειας και σε περιπτώσεις αυξημένης αστάθειας έχουν μεγαλύτερο πάχος προκαλώντας εντονότερα φαινόμενα.

Υψηλά Νέφη (5-12 km)

- i. **Cirrus – Θύσσανοι (Ci):** Λεπτά, διάφανα νέφη ινώδους υφής. Συνήθως κινούνται από τη Δύση προς την Ανατολή, το οποίο είναι ενδεικτικό των ανέμων στην ανώτερη ατμόσφαιρα.

- ii. **Cirrocumulus – Θυσσανοσωρείτες (Cc):** Λευκά, λεπτά ινώδη νέφη ή στρώματα, με σχετικά κανονική διάταξη. Καλύπτουν μικρό τμήμα του ουρανού και έχουν τη μορφή κύματος.
- iii. **Cirrostratus – Θυσσανοστρώματα (Cs):** Διαφανές, υπόλευκα νέφη που επιτρέπουν το φως του Ήλιου να τα διαπερνά. Έχουν στρωματώδη δομή και περιέχουν παγοκρυστάλλους. Εκτείνονται σε μεγάλο μέρος του ουρανού και η εμφάνισή τους, συνήθως, υποδηλώνει αλλαγή καιρού.
- iv. **Cumulonimbus – Σωρειτομελανίες (Cb):** Βαριά και πυκνά νέφη με ισχυρή κατακόρυφη ανάπτυξη (μορφή τεράστιου πύργου). Μπορούν να φτάσουν μέχρι την τροπόπαυση και εμφανίζονται είτε μεμονωμένα είτε σε ομάδες. Σχετίζονται με επικίνδυνα καιρικά φαινόμενα, όπως καταιγίδες, κεραυνούς, χαλάζι κ.α.

1.4 Ρόλος νεφών στο κλίμα

Τα σύννεφα είναι απαραίτητα για την ύπαρξη ζωής στον πλανήτη μας. Αποτελούν τη μοναδική σημαντική πηγή γλυκού νερού της φύσης και δημιουργούν τελικά ένα ευνοϊκό κλίμα εδώ και χιλιάδες χρόνια. Επομένως, απουσία αυτών δεν θα ήταν εφικτό να υπάρξει και να αναπτυχθεί οποιαδήποτε μορφής ζωή στη Γη. Γενικότερα, η κατανόηση της συμπεριφοράς των νεφών είναι απαραίτητη σε πολλούς τομείς.

Από το 1970 έχει αναγνωριστεί η σημασία των νεφών στη παγκόσμια κλιματική αλλαγή και το κλιματικό σύστημα, δεδομένου ότι καλύπτουν σχεδόν το 60% της επιφάνειας της Γης. Τα νέφη συμβάλλουν στο κλίμα με πολλούς και διάφορους τρόπους. Μέσα από φυσικές διεργασίες που δρουν σε πολλές χωρικές κλίμακες, παρέχουν στερεές και υγρές μορφές βροχόπτωσης (βροχή και χιόνι). Οι υγρές σταγόνες βροχής μεταφέρουν χρήσιμο νερό, θρεπτικά συστατικά και τοξικές ενώσεις απευθείας στην επιφάνεια της Γης. Αντίθετα, το χιόνι επηρεάζει την ισορροπία της ακτινοβολίας και προσφέρει νερό στις ορεινές περιοχές. Επιπλέον, προσφέρουν ενέργεια στην ατμόσφαιρα κατά τη φάση συμπύκνωσης των υδρατμών. Τα νέφη επηρεάζουν την ηλιακή ακτινοβολία που εισέρχεται στη Γη και τροποποιούν τη θερμοκρασία καθώς και την ατμοσφαιρική πίεση. Τέλος, συμβάλλουν στην κατακόρυφη ανάμειξη αέριων μαζών μέσω των ισχυρών ανοδικών ρευμάτων που δημιουργούν.

Τα νέφη αλληλεπιδρούν με την ηλιακή ακτινοβολία, μέσω των διεργασιών της σκέδασης και της απορρόφησης, επηρεάζοντας το ενεργειακό ισοζύγιο της Γης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να αλλάζουν οι κλιματολογικές συνθήκες που επικρατούν στη Γη, έως ότου να επανέλθει ισορροπία μεταξύ της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας και της γήινης εκπεμπόμενης ακτινοβολίας. Το φαινόμενο σκέδασης ή απορρόφησης που τελικά θα επικρατήσει εξαρτάται από παράγοντες, όπως η θερμοκρασία και το πάχος του νέφους, το ύψος στο οποίο βρίσκεται, καθώς και το μέγεθος και η συγκέντρωση των σταγονιδίων του. Πιο αναλυτικά τα ψηλά (με βάση πάνω από τα 6 km), πυκνά και ανεξαρτήτου πάχους νέφη, απορροφούν σημαντικά και επανεκπέμπουν την υπέρυθη ακτινοβολία (με μήκος κύματος μεγαλύτερο από 740 nm) που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης προς το διάστημα. Επομένως, τα σύννεφα σε μεγάλο ύψος παγιδεύουν θερμότητα στην ατμόσφαιρα και λειτουργούν όπως τα αέρια του θερμοκηπίου συμβάλλοντας στην αύξηση της θερμοκρασίας. Αντίθετα, τα πυκνά χαμηλά νέφη (με βάση χαμηλότερη από τα 2 km) ανακλούν μεγάλο μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας, εμποδίζοντας το φως του ήλιου να φθάσει την επιφάνεια. Συνεπώς, τα νέφη επιδρούν αρνητικά στο κλίμα, ψύχοντας το τοπικά. Ανάλογη συμπεριφορά εμφανίζουν και τα μεσαία νέφη (βάση σε ύψος άνω των 2 km), όμως σε μικρότερο βαθμό.

Καθώς λοιπόν τα νέφη αλληλεπιδρούν έντονα με την ηλιακή και υπέρυθη ακτινοβολία, μικρές αλλαγές σε αυτά μπορούν να επηρεάσουν σημαντικά το κλιματικό σύστημα. Συγκεκριμένα, σε σταθερή ποσότητα νέφωσης οι μεταβολές καθ' ύψος συμβάλουν στη θέρμανση της Γης. Εάν τα ψηλά σύννεφα μεταφερθούν ακόμη υψηλότερα, θα υπάρξει μείωση της υπέρυθρης ακτινοβολίας που εκπέμπεται στο διάστημα από την γήινη επιφάνεια, χωρίς όμως να επηρεάζεται το ποσό της ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας. Συνεπώς, σε αυτή τη περίπτωση αυξάνεται η θερμαντική επίδραση των νεφών. Αντίθετα, η αύξηση της θερμοκρασίας οδηγεί σε αλλαγές στη σύνθεση των νεφών. Τα σύννεφα θα αποτελούνται από περισσότερα υγρά σταγονίδια και λιγότερους παγοκρυστάλλους. Αυτό θα έχει ως αποτέλεσμα τα πλέον υγρά νέφη να είναι πιο πυκνά και να εμποδίζουν περισσότερο το ηλιακό φως να φτάσει στην επιφάνεια του εδάφους, ενισχύοντας τελικά τη ψυκτική επίδρασή τους. Τέλος, σημαντική επίδραση έχει και η κατανομή των νεφών. Μετακίνηση των χαμηλών νεφών πιο βόρεια μειώνει το ψυκτικό αποτέλεσμα, διότι εκεί η ηλιακή ακτινοβολία είναι ασθενέστερη (Κατσαφάδος et al., 2015).

2. ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ ΜΕ ΤΕΧΝΙΚΗ LIDAR

2.1 Τεχνική lidar

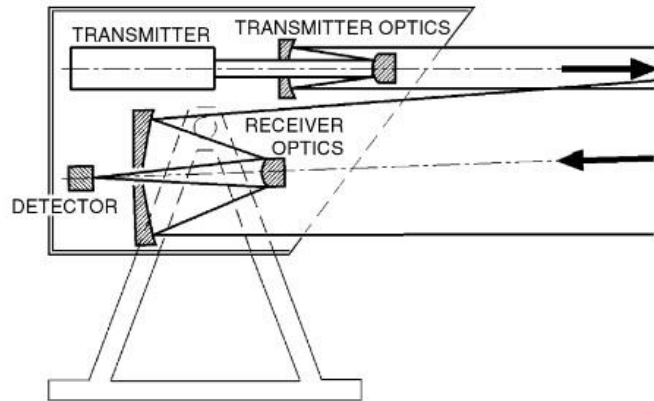
Το lidar ξεκίνησε το μεγαλύτερο μέρος της ανάπτυξης του, λίγο μετά την εφεύρεση του laser, στις αρχές της δεκαετίας του 1960. Πιο συγκεκριμένα, το 1962 χρησιμοποιώντας πηγές laser, πραγματοποιήθηκε η πρώτη τηλεπισκόπηση των ατμοσφαιρικών παραμέτρων με χρήση ruby laser από τους Fiocco και Smullin (1962) και αφορούσε την εύρεση του στρώματος αιωρούμενων σωματιδίων της ατμόσφαιρας σε ύψος 20 km. Μέσα σε μία δεκαετία όλες οι βασικές τεχνικές lidar είχαν ήδη διαμορφωθεί. Από εκείνη την εποχή, η ανάπτυξη της τεχνολογίας των laser ήταν γρήγορη και επέτρεψε την δημιουργία νέων συσκευών, βασιζόμενων στη μελέτη και την καταγραφή της αλληλεπίδρασης του φωτός, που εκπέμπεται από τη πηγή laser, με τα διάφορα συστατικά της ατμόσφαιρας, συναρτήσει της απόστασης (Weitkamp, 2006).

Το σύστημα lidar, το όνομα του οποίου προέρχεται από το ακρωνύμιο του «Light Detection and Ranging» (ανίχνευση φωτός και εμβέλεια), αρχικά ονομαζόταν “Colidar” ένα αρκτικόλεξο του «Coherent Light Detecting and Ranging» (συνεκτική ανίχνευση και εμβέλεια φωτός) που προέρχεται από τον όρο “radar”. Αποτελεί ένα ενεργό σύστημα τηλεπισκόπησης που μετρά την επίδραση της αλληλεπίδρασης του φωτός με τα συστατικά της ατμόσφαιρας και υπολογίζει την απόσταση του στόχου από το laser, βασιζόμενο στο χρόνο που μεσολαβεί μεταξύ εκπομπής και λήψης του σήματος. Αρχικά λειτουργούσε στην ορατή περιοχή (ruby laser), στη συνέχεια εμφανίστηκε στο εγγύς υπέρυθρο (Nd:YAG laser) και έπειτα στο θερμικό υπέρυθρο (laser CO₂). Το lidar έχει μεγάλη χωρική (3-1000 m) και χρονική (1-100 s) ακρίβεια και γι’ αυτό βρίσκει εφαρμογή σε ατμοσφαιρικές μελέτες, όπως για παράδειγμα τον προσδιορισμό της υγρασίας και της θερμοκρασίας, τη καταγραφή ατμοσφαιρικών σωματιδίων και τη μέτρηση της ταχύτητας του ανέμου. Τέλος, το σύστημα lidar προσφέρει μετρήσεις σε πραγματικό χρόνο σε μία, δύο ή τρεις διαστάσεις στο χώρο, μετρήσεις σε μεγάλες αποστάσεις (από μερικά μέτρα έως 130-150 km) και δυνατότητα μετρήσεων πολλών ρυπαντών ταυτόχρονα.

2.1.1 Αρχή λειτουργίας της τεχνικής lidar

Η τεχνική της τηλεπισκόπησης με χρήση laser (τεχνική lidar) έχει καθιερωθεί διεθνώς ως μια αποτελεσματική και αξιόπιστη μέθοδος παρατήρησης των βασικότερων χαρακτηριστικών της ατμόσφαιρας. Εξαιτίας της υψηλής χώρο-χρονικής ακρίβειας των μετρήσεων, η τεχνική lidar παρέχει τη δυνατότητα παρακολούθησης των αλλαγών σημαντικών μετεωρολογικών και ατμοσφαιρικών στοιχείων, από την επιφάνεια του εδάφους έως 10-20 km (ανάλογα με την ένταση της πηγής laser).

Η βασική αρχή λειτουργίας της τεχνικής lidar παρουσιάζεται στην **Εικόνα Π.2.1**. Η σύγχρονη τεχνική lidar βασίζεται στην εκπομπή ενός παλμού μονοχρωματικής ακτινοβολίας laser στην ατμόσφαιρα και στην καταγραφή της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας laser. Η δέσμη laser σκεδάζεται και εξασθενεί καθώς διέρχεται στην ατμόσφαιρα εξαιτίας των μορίων, των ατόμων και των αερολυμάτων που την αποτελούν. Η σκεδαζόμενη ακτινοβολία συλλέγεται από ένα οπτικό τηλεσκόπιο και οδηγείται στο σύστημα λήψης και καταγραφής των σημάτων lidar (Παπαγιάννης, 2020). Επομένως, η τεχνική lidar, αναλύοντας τα οπισθοσκεδαζόμενα σήματα που προέρχονται από την αλληλεπίδραση των συστατικών της ατμόσφαιρας με την ακτινοβολία laser, συλλέγει πληροφορίες για το είδος, τη σύνθεση και την απόσταση του σκεδαστή από το σημείο εκπομπής, καθώς και τη χώρο-χρονική κατανομή του.



Εικόνα Π.2. 1: Αρχή λειτουργίας lidar (Weitkamp, 2006).

Μία τυπική διάταξη lidar παρουσιάζεται στην **Εικόνα Π.2.2**. Για τον σχεδιασμό της, σημαντικό ρόλο έχει το είδος οπτικής αλληλεπίδρασης της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας laser με τους σκεδαστές που εξετάζονται. Ωστόσο, κάθε διάταξη lidar αποτελείται από τρία βασικά συστήματα: το σύστημα εκπομπής (πομπός), το σύστημα λήψης (δέκτης) και το σύστημα καταγραφής (Μελάς, 2015). Πιο αναλυτικά:

- Σύστημα εκπομπής

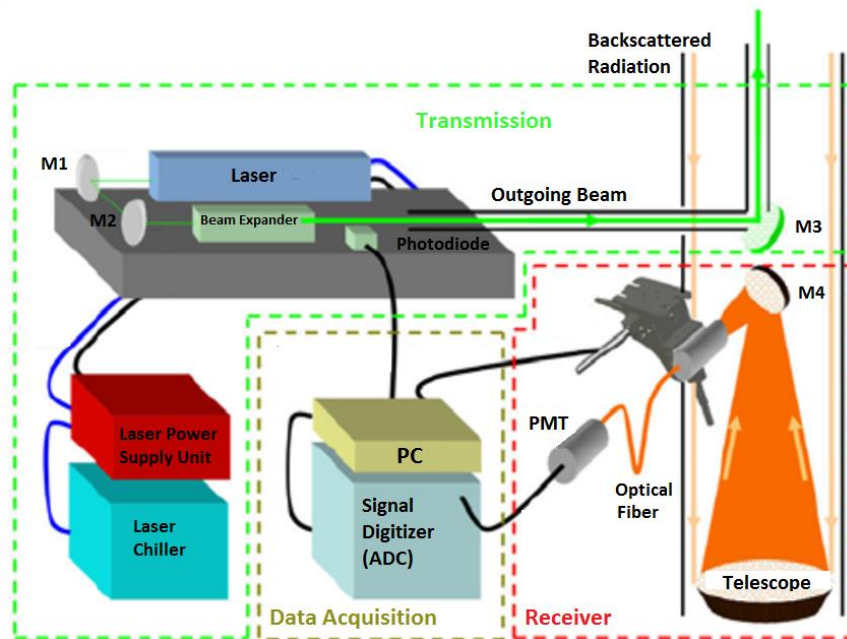
Ο πομπός αποτελείται από μία πηγή ή έναν συνδυασμό πηγών laser. Η επιλογή της πηγής εξαρτάται από την ένταση της ακτινοβολίας, τον τρόπο εκπομπής της δέσμης laser (συνεχής ή παλμικός) και από τη φασματική περιοχή του μήκους κύματος της ακτινοβολίας (υπεριώδες, ορατό, υπέρυθρο). Ένα σύστημα laser παράγει μικρούς παλμούς φωτός με διάρκεια από μερικά fs έως μερικές δεκάδες ns και κατευθύνεται μέσω κατόπτρων στην ατμόσφαιρα.

- Σύστημα λήψης

Ο δέκτης αποτελείται από ένα τηλεσκόπιο κατάλληλης διαμέτρου και εστιακής απόστασης, που συλλέγει την οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία. Στη συνέχεια η δέσμη διέρχεται από ένα σύστημα οπτικής ανάλυσης, το οποίο διαχωρίζει τα λαμβανόμενα σήματα στα διάφορα μήκη κύματος. Τέλος, η συλλεγόμενη ακτινοβολία οδηγείται στους φωτοπολλαπλασιαστές (PMT), όπου το οπτικό σήμα ανιχνεύεται και μετατρέπεται σε ηλεκτρικό.

- Σύστημα καταγραφής

Το εξερχόμενο σήμα από τον ανιχνευτή, καταγράφεται και ψηφιοποιείται και έπειτα χρησιμοποιείται ένας ηλεκτρονικός υπολογιστής για να αποθηκεύσει και να επεξεργαστεί τα δεδομένα. Η καταγραφή του σήματος γίνεται με καταμέτρηση φωτονίων (photon counting) ή/και με αναλογικό τρόπο (analog mode).



Εικόνα II.2. 2: Τυπική διάταξη lidar (Sivakumar, et al. 2019).

Το σύστημα lidar είναι μονοστατικό, δηλαδή ο πομπός και ο δέκτης ευρίσκονται στην ίδια θέση. Μπορεί είτε να είναι ομοαξονικοί, με τους άξονες της εκπεμπόμενης δέσμης και του οπτικού πεδίου του δέκτη να συμπίπτουν, ή να είναι δίπλα-δίπλα, είτε να είναι διαξονικοί, με τους δύο άξονες παράλληλους ή σχεδόν παράλληλους, αλλά όχι πανομοιότυπους (Weitkamp, 2006).

2.1.2 Τεχνικές lidar

Οι διαφορετικοί τρόποι αλληλεπίδρασης της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας με τα διάφορα συστατικά της ατμόσφαιρας, έχουν οδηγήσει στην ανάπτυξη διαφορετικών τεχνικών lidar, με σκοπό την τηλεπισκόπηση ατμοσφαιρικών παραμέτρων. Επομένως, υπάρχουν τεχνικές που βασίζονται στη σκέδαση της δέσμης laser από τα αιωρούμενα σωματίδια (σκέδαση Mie), στη σκέδαση από τα μόρια της ατμόσφαιρας (σκέδαση Rayleigh), στη μη ελαστική σκέδαση από τα ατμοσφαιρικά μόρια (σκέδαση Raman), στη σκέδαση συντονισμού, στον φθορισμό, στην απορρόφηση καθώς επίσης και στη διαφορική σκέδαση/απορρόφηση (DIAL) από τα μόρια και τα αερολύματα της ατμόσφαιρας. Με βάση τον μηχανισμό αλληλεπίδρασης ατμόσφαιρας-ακτινοβολίας που χρησιμοποιεί κάθε τεχνική για να πραγματοποιήσει μια μέτρηση, τα συστήματα lidar ταξινομούνται σε επιμέρους κατηγορίες.

Αναλυτικότερα αναφέρονται οι ακόλουθες αλληλεπιδράσεις:

- Σκέδαση Mie: Ελαστική σκέδαση της ακτινοβολίας laser από μικρά σωματίδια (με διάμετρο συγκρίσιμη ή μεγαλύτερη από το μήκος κύματος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας), χωρίς αλλαγή στο μήκος κύματος της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας ($\lambda_1 = \lambda_2$). Τα συστατικά της ατμόσφαιρας που ανακτώνται είναι: αερολύματα και νέφη.
- Σκέδαση Rayleigh: Ελαστική σκέδαση της ακτινοβολίας laser από άτομα ή μόρια, χωρίς αλλαγή στο μήκος κύματος της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας ($\lambda_1 = \lambda_2$). Τα συστατικά

της ατμόσφαιρας που ανακτώνται είναι: αερολύματα και νέφη, θερμοκρασία, καθώς και τη δομή και τη πυκνότητα της ατμόσφαιρας .

- Σκέδαση Raman: Ανελαστική σκέδαση της ακτινοβολίας laser από μόρια και αλλαγή του μήκους κύματος της οπισθοσκεδαζόμενης ($\lambda_1 = \lambda_2 + \Delta\lambda_R$). Τα συστατικά της ατμόσφαιρας που ανακτώνται είναι: αερολύματα, θερμοκρασία, όζον (O_3) και υδρατμοί (H_2O).
- Διαφορική σκέδαση/απορρόφηση (DIAL): Διαφορική εξασθένηση δύο ακτινών laser, όταν η συχνότητα της μιας συμπίπτει με τη συχνότητα γνωστής μοριακής μετάπτωσης και η συχνότητα της άλλης είναι πριν ή μετά. Τα συστατικά της ατμόσφαιρας που ανακτώνται είναι πολλοί μοριακοί ρυπαντές, όπως: όζον (O_3), διοξείδιο του θείου (SO_2), μεθάνιο (CH_4), υδρατμοί (H_2O), διοξείδιο του αζώτου (NO_2), μονοξείδιο του αζώτου (NO), υδράργυρος (Hg), αμμωνία (NH_3) κ.α.

2.1.3 Χωρική διακριτική ικανότητα lidar

Η χωρική διακριτική ικανότητα ενός συστήματος lidar, είναι το τμήμα του όγκου από το οποίο η οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία λαμβάνεται μία χρονική στιγμή. Εξαρτάται από την διάρκεια του εκπεμπόμενου παλμού λέιζερ, την συχνότητα δειγματοληψίας του λαμβανόμενου σήματος lidar και από τον χρόνο ζωής της διεγερμένης κατάστασης του σκεδαστή και συνήθως κυμαίνεται από 0.15–3.5 m.

Θεωρείται ότι ο παλμός έχει πεπερασμένη διάρκεια τ και ότι t είναι η χρονική στιγμή καταγραφής του σήματος. Επομένως, το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα από το άκρο του παλμού προέρχεται από την απόσταση R_1 και το σήμα που παράγεται από τα πίσω άκρα έρχεται από απόσταση R_2 .

$$R_1 = \frac{ct}{2} \quad (2.1)$$

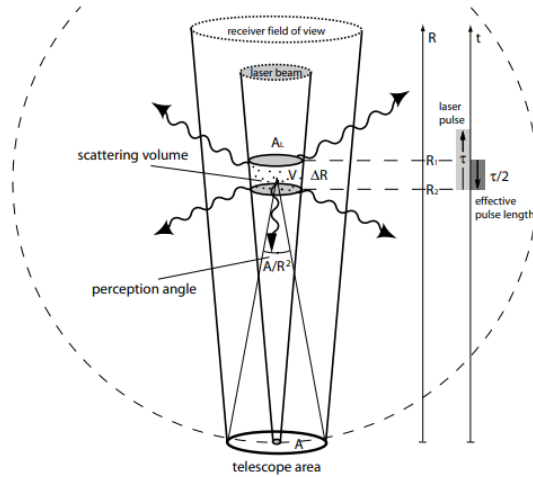
$$R_2 = \frac{c(t-\tau)}{2} \quad (2.2)$$

Η μέγιστη δυνατή (ιδανική) χωρική διακριτική ικανότητα της διάταξης lidar είναι:

$$\Delta R = R_1 - R_2 = \frac{c\tau}{2} \quad (2.3)$$

Στην περίπτωση όμως που η χρονική διάρκεια του παλμού είναι συγκρίσιμη με τον χρόνο ζωής $\Delta\tau_i$ της διεγερμένης κατάστασης του σκεδαστή κατά τη διάρκεια της σκέδασης, τότε η αντίστοιχη χωρική διακριτική ικανότητα είναι (Παπαγιάννης, 2020):

$$\Delta R = \frac{c(\Delta\tau_i + \tau)}{2} \quad (2.4)$$



Εικόνα Π.2. 3: Απεικόνιση της γεωμετρίας της διάταξης lidar (Weitkamp, 2006).

2.2 Οπτικές ιδιότητες νεφών

2.2.1 Εξίσωση lidar

Η εξίσωση lidar εξαρτάται από το είδος της αλληλεπίδρασης (ελαστική ή μη ανελαστική) μεταξύ της ακτινοβολίας laser και της ατμόσφαιρας. Ο προσδιορισμός των οπτικών ιδιοτήτων των νεφών βασίζεται στη λύση των εξισώσεων lidar (Weitkamp, 2006).

Ελαστική σκέδαση:

$$P(z, \lambda_0) = P_0 \frac{c\tau}{2} A \eta_0 \frac{O(z, \lambda_0)}{z^2} \beta(z, \lambda_0) \exp \left[-2 \int_0^z a(\zeta, \lambda_0) d\zeta \right] \quad (2.5)$$

Ανελαστική σκέδαση:

$$P(z, \lambda_R) = P_R \frac{c\tau}{2} A \eta_R \frac{O(z, \lambda_R)}{z^2} \beta(z, \lambda_R) \exp \left\{ - \int_0^z [a(\zeta, \lambda_0) + a(\zeta, \lambda_R)] d\zeta \right\} \quad (2.6)$$

Ο όρος $P(z, \lambda_0)$ είναι το σήμα που λαμβάνεται από τη σκέδαση Rayleigh, σε ύψος z και μήκος κύματος λ_0 . Αντίστοιχα ο όρος $P(z, \lambda_R)$ είναι το σήμα που λαμβάνεται από τη σκέδαση Raman, σε ύψος z και μήκος κύματος λ_R . Το μήκος κύματος λ_R περιγράφει την αλλαγή που συμβαίνει λόγω της ανελαστικής σκέδασης της ακτινοβολίας από τα μόρια. Οι όροι P_0 και P_R είναι η μέση ισχύς του παλμού laser και τ είναι το χωρικό μήκος του παλμού. Συνεπώς, $P_0\tau$ είναι η ενέργεια E_0 του παλμού και $c\tau$ είναι το μήκος του όγκου που φωτίζεται από το laser. Ο παράγοντας $\frac{1}{2}$ εμφανίζεται εξαιτίας μιας φαινομενικής “δίπλωσης” του παλμού κατά τη διαδικασία της οπισθοσκέδασης. A είναι η επιφάνεια του κύριου οπτικού δέκτη, που είναι υπεύθυνος για τη συλλογή της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας. Οι όροι η_0 και η_R αναφέρονται στην αποδοτικότητα των οπτικών και ανιχνευτικών συσκευών στα αντίστοιχα μήκη κύματος.

Γενικά η επιφάνεια του τηλεσκοπίου, η ενέργεια του laser και η αποδοτικότητα, αποτελούν τους βασικότερους παράγοντες του συστήματος lidar. Επιπλέον, οι όροι $O(z, \lambda_0)$ και $O(z, \lambda_R)$ περιγράφουν τη λειτουργία επικάλυψης της δέσμης, ενώ ο όρος A/z^2 είναι η στερεά γωνία αντίληψης

του lidar για ακτινοβολία που έχει σκεδαστεί σε απόσταση z . Ο συντελεστής $\beta(z, \lambda_0) = \beta_{\text{par}}(z, \lambda_0) + \beta_{\text{mol}}(z, \lambda_0)$ περιγράφει την ελαστική οπισθοσκέδαση από άτομα και μόρια της ατμόσφαιρας. Αντίστοιχα $\beta(z, \lambda_R)$ είναι ο συντελεστής οπισθοσκέδασης από μόρια. Οι όροι $a(z, \lambda_0)$ και $a(z, \lambda_R)$ είναι οι συντελεστές εξασθένησης στα αντίστοιχα μήκη κύματος. Η εξασθένηση οφείλεται στη σκέδαση και στην απορρόφηση της ακτινοβολίας από τα μόρια και τα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας.

Η εξασθένηση του σήματος lidar από τα σύννεφα Cirrus, επιτυγχάνεται μέσω της αναλογίας του διορθωμένου σήματος (RCS: range corrected signal) στη κορυφή και στη βάση του νέφους. Από τους Young (1995) προκύπτει ότι:

$$\frac{S(z_t)}{S(z_b)} = \frac{\beta(z_t)}{\beta(z_b)} \exp \left[-2 \int_{z_b}^{z_t} a_{\text{par}}(\zeta) d\zeta \right] \exp \left[-2 \int_{z_b}^{z_t} a_{\text{mol}}(\zeta) d\zeta \right] \quad (2.7)$$

Οι όροι z_t και z_b αντιστοιχούν στα ύψη της βάσης και της κορυφής του Cirrus και το $S(z) = P(z)z^2$ είναι το διορθωμένο σήμα lidar. Υποθέτοντας μια αμελητέα συνεισφορά αερολύματος στα ατμοσφαιρικά στρώματα ακριβώς κάτω και πάνω από τα σύννεφα Cirrus, εκφράζεται ο παράγοντας μετάδοσης της εξίσωσης lidar εξαιτίας του στρώματος Cirrus, που μπορεί να λάβει τιμές από 0 έως 1 και δίνεται από τη σχέση:

$$T^{\text{cirrus}} = \frac{S(z_t) \beta(z_b)}{S(z_b) \beta(z_t)} \exp \left[2 \int_{z_b}^{z_t} a_{\text{mol}}(\zeta) d\zeta \right] = \exp \left[-2 \int_{z_b}^{z_t} a_{\text{par}}(\zeta) d\zeta \right] \quad (2.8)$$

Το οπτικό βάθος του Cirrus δίνεται από τη σχέση:

$$\tau^{\text{cirrus}} = \int_{z_b}^{z_t} a_p(\zeta) d\zeta = -\frac{1}{2} \ln (T^{\text{cirrus}}) \quad (2.9)$$

Η ακρίβεια του οπτικού βάθους εξαρτάται κυρίως από την αναλογία σήματος προς θόρυβο (SNR) στο υψόμετρο του νέφους. Ωστόσο, όταν το σήμα του lidar εξασθενεί πλήρως από το σύννεφο (δηλαδή όταν ο συντελεστής μετάδοσης πλησιάζει το μηδέν), είναι αδύνατο να ληφθούν οι πραγματικές τιμές του ανώτατου υψομέτρου και του οπτικού βάθους του νέφους. Στη περίπτωση αυτή οι τιμές ονομάζονται φαινομενικές και δεν συμπεριλαμβάνονται στην ανάλυση.

Οι μέθοδοι που έχουν αναπτυχθεί για την εύρεση των οπτικών ιδιοτήτων των νεφών Cirrus, εξαρτώνται από τη λύση της εξίσωσης lidar. Γενικά, οι συντελεστές οπισθοσκέδασης και εξάλειψης είναι οι άγνωστοι αυτής της εξίσωσης και πρέπει να συσχετιστούν χρησιμοποιώντας είτε εμπειρικές είτε θεωρητικές μεθόδους για να αντιστραφεί η εξίσωση lidar (Giannakaki et al., 2007).

2.2.2 Συντελεστής οπισθοσκέδασης

Οι συντελεστές οπισθοσκέδασης των νεφών Cirrus καθορίζονται με τη μέθοδο Klett ή τη μέθοδο Raman, για κάθε μέτρηση με τυπική διάρκεια 5 λεπτών. Αναλυτικά οι δύο μέθοδοι:

Μέθοδος Klett

Στην περίπτωση που η συνολική οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία laser είναι γνωστή χωρίς διάκριση μεταξύ ατόμων και μορίων, εφαρμόζουμε τη μέθοδο Klett (Klett, 1981). Απαραίτητη είναι μια προκαθορισμένη τιμή για του λόγου (LR), δηλαδή του λόγου των συντελεστών εξασθένησης και οπισθοσκέδασης.

Η μέθοδος Klett προϋποθέτει απλή σκέδαση. Επιπλέον, επειδή οι συντελεστές οπισθοσκέδασης και εξασθένησης υπολογίζονται από το μετρούμενο οπισθοσκεδαζόμενο σήμα, η μέθοδος έχει πολλούς περιορισμούς.

Μόλις επιλεγούν τα υψόμετρα της βάσης και της κορυφής του νέφους, υπολογίζουμε την αναλογία lidar που αποδίδει μηδενικό συντελεστή οπισθοσκέδασης πάνω και κάτω από το στρώμα του νέφους (Ansmann et al., 1992). Στη περίπτωση μιας μη ρεαλιστικής υπόθεσης, μιας ανεξάρτητης από εμβέλεια αναλογίας lidar, η κατακόρυφη κατανομή του συντελεστή οπισθοσκέδασης, το οπτικό βάθος του νέφους και η μέση αναλογία εξασθένησης νεφών προς οπισθοσκέδαση, μπορούν ακόμα να ληφθούν με υψηλή ακρίβεια (Ansmann et al., 1992). Στην περίπτωση ενός κατακόρυφα στραμμένου lidar, οι κρύσταλλοι πάγου που είναι οριζόντια, εξαιτίας της κατοπτρικής ανάκλασης προκαλούν μεγάλο σήμα οπισθοσκέδασης. Επομένως, η μέθοδος σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να επηρεαστεί από την παρουσία του φαινομένου της κατοπτρικής ανάκλασης.

Υποθέτοντας λοιπόν μία σταθερή προς το ύψος αναλογία lidar, η εξίσωση μπορεί να λυθεί ως συνάρτηση της συχνότητας οπισθοσκέδασης. Συνεπώς ο συντελεστής οπισθοσκέδασης υπολογίζεται από τη σχέση (Fernald et al., 1972; Klett, 1981; Sasano and Nakane, 1984):

$$\beta_{\text{par}}(z) = \frac{S(z) \exp \left[-2 \int_{z_0}^z (L_{\text{par}}(\zeta) - L_{\text{mol}}(\zeta)) \beta_{\text{mol}}(\zeta) d\zeta \right]}{\frac{S(z_0)}{\beta_{\text{par}}(z_0) + \beta_{\text{mol}}(z_0)} 2 \int_{z_0}^z L_{\text{par}}(\zeta) S(\zeta) T(\zeta, z_0) d\zeta} - \beta_{\text{mol}}(z) \quad (2.10)$$

όπου L_{par} και L_{mol} είναι ο ατομικός και μοριακός λόγος lidar, αντίστοιχα, και ισχύει:

$$L_{\text{par}}(z) = \frac{a_{\text{par}}(z)}{\beta_{\text{par}}(z)} \quad \text{και} \quad L_{\text{mol}}(z) = \frac{a_{\text{mol}}(z)}{\beta_{\text{mol}}(z)} \quad (2.11)$$

Επιλέγεται ένα ύψος αναφοράς z_0 στην ελεύθερη τροπόσφαιρα, όπου εκεί η σκέδαση από τα άτομα είναι σχεδόν αμελητέα σε σχέση με τη μοριακή σκέδαση. Η περιοχή ονομάζεται “περιοχή βαθμονόμησης σήματος” και θεωρείται ότι εκεί τα μόρια συμβάλλουν μόνο κατά 10% στη συνολική οπισθοσκέδαση.

Μέθοδος Raman

Η μέθοδος Raman βασίζεται στο συνδυασμό του σήματος ελαστικής οπισθοσκέδασης και του σήματος ανελαστικής οπισθοσκέδασης αζώτου, που επιτρέπει ανεξάρτητο προσδιορισμό των συντελεστών εξασθένησης και οπισθοσκέδασης (Ansmann et al., 1992). Παίρνοντας την αναλογία του ελαστικού σήματος προς το ανελαστικό οπισθοσκεδαζόμενο σήμα, μπορούμε να υπολογίσουμε το συντελεστή οπισθοσκέδασης στο μήκος κύματος εκπομπής. Συγκεκριμένα:

$$\beta_{\text{par}}(z, \lambda_0) = -\beta_{\text{mol}}(z, \lambda_0) + \beta_{\text{par}}(z_0, \lambda_0) + \beta_{\text{mol}}(z_0, \lambda_0) \quad (2.12)$$

Στην περίπτωση αυτή, τα δύο σήματα έχουν την ίδια λειτουργία επικάλυψης, άρα η επίδραση του φαινομένου μη επικάλυψης μεταξύ της εκπεμπόμενης δέσμης laser και του οπτικού πεδίου του τηλεσκοπίου ακυρώνεται. Συνεπώς ο συντελεστής οπισθοσκέδασης καθορίζεται τελικά από την κατακόρυφη κατανομή του λόγου των δύο σημάτων, καθιστώντας εφικτό τον υπολογισμό του ακόμα και σε χαμηλά ύψη.

Τέλος, πρέπει να αναφέρουμε ότι οι μετρήσεις με τη μέθοδο Raman περιορίζονται μόνο κατά τη διάρκεια της νύχτας, διότι το ασθενές ανελαστικό σήμα οπισθοσκέδασης μπορεί να ανιχνευθεί μόνο απουσία του ισχυρού υποβάθρου φωτός της ημέρας.

2.2.2 Συντελεστής απόσβεσης

Ο συντελεστής απόσβεσης υπολογίζεται εύκολα από την παρακάτω σχέση, εάν είναι γνωστά η ατμοσφαιρική πυκνότητα $N_R(z)$ και ο συντελεστής οπισθοσκέδασης των μορίων.

$$A_{\text{par}}(z, \lambda_0) = \frac{\frac{d}{dz} \ln\left(\frac{N_R(z)}{P(z, \lambda_R) z^2}\right) - a_{\text{mol}}(z, \lambda_0) - a_{\text{mol}}(z, \lambda_R)}{1 + \left(\frac{\lambda_0}{\lambda_R}\right)^k} \quad (2.13)$$

Σύμφωνα με τον νόμο του Ångström η εξασθένηση των ατόμων είναι ανάλογη του λ^{-k} . Η τιμή του συντελεστή αυξάνεται όσο μειώνεται το μέγεθος του αερολύματος και εξαρτάται από τον σύνθετο δείκτη διάθλασης των σωματιδίων. Συγκεκριμένα, όταν η διάμετρος του σωματιδίου είναι συγκρίσιμη με το μήκος κύματος του laser έχουμε $k=1$, ενώ όταν είναι μεγαλύτερη από το μήκος κύματος έχουμε $k=0$.

3. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟΣ ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ

Στο πλαίσιο του δεύτερου μέρους της παρούσας Διπλωματικής Εργασίας μελετήσαμε τις γεωμετρικές ιδιότητες των νεφών που καταγράφηκαν πάνω από το Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο της Αθήνας (NTUA), για την χρονική περίοδο 2014-1019. Τα μέσα που χρησιμοποιήσαμε περιγράφονται στις παρακάτω ενότητες.

3.1 Το σύστημα lidar EOLE του ΕΜΠ

Το σύστημα lidar EOLE του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου, βρίσκεται στο εργαστήριο Οπτοηλεκτρονικής του τομέα Φυσικής της σχολής Εφαρμοσμένων Μαθηματικών και Φυσικών Επιστημών (ΣΕΜΦΕ) (37,5°N, 24,8°E, υψόμετρο 212 m). Η διάταξη lidar του ΕΜΠ, παρουσιάζεται στην **Εικόνα Π.3.1** και αποτελείται από τα εξής κύρια μέρη:

- Πηγή παλμικής ακτινοβολίας Nd:YAG laser.
- Οπτική διάταξη εκπομπής της ακτινοβολίας.
- Διάταξη ανίχνευσης της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας.
- Σύστημα ανίχνευσης, καταγραφής, ψηφιοποίησης και αποθήκευσης των σημάτων lidar.



Εικόνα Π.3. 1: Η διάταξη του συστήματος lidar EOLE του ΕΜΠ.

Η διάταξη lidar χρησιμοποιεί ως πηγή laser, ένα laser στερεάς κατάστασης Nd:YAG (Neodymiumdoped Yttrium Aluminium Garnet). Το laser αρχικά εκπέμπει ακτινοβολία στα 1064nm, με ενέργεια 850 mJ/παλμό και συχνότητα 10 Hz. Στη συνέχεια μέσω δύο μη γραμμικών κρυστάλλων KD*P (Potassium Dideuterium Phosphate) που ευρίσκονται σε σταθερή θερμοκρασία λειτουργίας, παράγονται ακόμη δύο δέσμες. Επομένως, υπάρχει ταυτόχρονη εκπομπή δέσμης laser στα 1064 nm, 532 nm και 355 nm, που έχουν αντίστοιχα ενέργεια 260 mJ, 300 mJ και 240 mJ, ανά παλμό.

Η πηγή laser εκπέμπει ομοαξονικά και ταυτόχρονα τρεις δέσμες, με μήκη κύματος 355, 532 και 1064 nm. Μόλις το σύστημα τεθεί σε λειτουργία Q-Switch απαιτούνται περίπου 15-20 min, μέχρι η δέσμη laser να αποκτήσει μέγιστη και σταθερή ενέργεια σε όλη τη χωρική κατακόρυφη κατανομή τους. Μια ενεργειακά ασταθής και χωρικά ασύμμετρη δέσμη laser, όταν προσπέσει σ' έναν διαστολέα δέσμης, μπορεί να έχει αρνητικές επιπτώσεις, όπως για παράδειγμα καταστροφή των ειδικών επιστρώσεων των οπτικών στοιχείων. Για το λόγο αυτό, η διάδοση μέσω του διαστολέα δέσμης και η εκπομπή της δέσμης laser προς την ατμόσφαιρα, γίνεται μόνο όταν έχει σταθεροποιηθεί ενεργειακά και ομογενοποιηθεί χωρικά η παραγόμενη ακτινοβολία laser.

Ως διαστολέας δέσμης (beam expander) χρησιμοποιείται ένα σύστημα φακών, το οποίο επιτρέπει την αύξηση της διαμέτρου της δέσμης laser με σκοπό την μείωση της γωνιακής τους απόκλισης (τύπου Galilean). Μέσω του διαστολέα, η εξερχόμενη δέσμη laser έχει διάμετρο 30 mm και γωνιακή απόκλιση 0.17 mrad. Ο διαστολέας που χρησιμοποιείται είναι αχρωματικός, έτσι ώστε να επιτυγχάνεται ομοιόμορφη διαστολή της δέσμης στα τρία μήκη κύματος εκπομπής. Αποτελείται από τέσσερις φακούς με ειδικές αντιανακλαστικές επιστρώσεις σε όλες τις επιφάνειες των επιμέρους οπτικών για τα μήκη κύματος 355, 532 και 1064 nm.

Για τη συλλογή της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας χρησιμοποιείται ένα τηλεσκόπιο τύπου Cassegrain, διαμέτρου 300 mm και εστιακής απόστασης 600 mm. Οι τελικές τιμές της ανακλαστικότητας του τηλεσκοπίου στα 355 nm είναι 98.3%, στα 387 nm 96.2%, στα 532 nm 90.5% και 85% στα 1064 nm.

Η ακτινοβολία που συλλέγεται από το τηλεσκόπιο, εισέρχεται σε ένα φασματοφωτόμετρο και διαχωρίζεται στην υπεριώδη περιοχή του φάσματος (355 nm, 387 nm και 407 nm) και στην κοντινή ορατή-υπέρυθρη περιοχή (532 nm, 607 nm και 1064 nm). Για να ανιχνευθούν τα σήματα lidar με μήκη κύματος 355 nm, 387 nm, 407 nm, 532 nm και 607 nm χρησιμοποιούνται πέντε φωτοπολλαπλασιαστές, ενώ για την ανίχνευση σήματος στα 1064 nm χρησιμοποιείται φωτοδίοδος χιονοστιβάδας πυριτίου (APD), διαμέτρου 1.5 mm.

Η καταγραφή των σημάτων του συστήματος lidar του ΕΜΠ γίνεται με δύο μεθόδους. Η πρώτη μέθοδος είναι η αναλογική (analog detection mode), όπου ο παλμός εξόδου του φωτοπολλαπλασιαστή καταγράφεται ως ρεύμα εξόδου. Η δεύτερη μέθοδος είναι η τεχνική καταμέτρησης φωτονίων (photon counting detection mode), όπου μετριοούνται τα παραγόμενα φωτοηλεκτρόνια του φωτοπολλαπλασιαστή. Η δεύτερη μέθοδος αποτελεί την πιο αξιόπιστη, εξαιτίας της σταθερότητας του σήματος lidar και του λόγου σήματος προς θόρυβο (SNR).

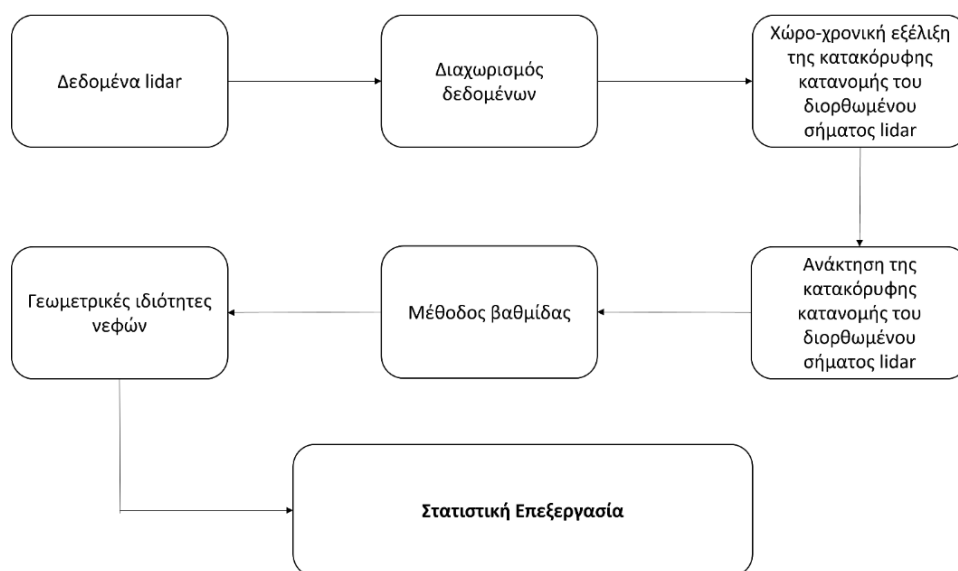
Στη περίπτωση μας, για την ανίχνευση των γεωμετρικών ιδιοτήτων των νεφών χρησιμοποιήθηκε το σήμα διορθωμένου εύρους με μήκος κύματος στα 1064 nm. Χρησιμοποιείται αυτό το σήμα, διότι οι μετρήσεις είναι ανεξάρτητες από το θόρυβο (SNR) και δεν επηρεάζονται από αυτόν. Επιπλέον, το σύστημα lidar λειτουργεί με μεγάλη χώρο-χρονική ακρίβεια, παρέχοντας μετρήσεις κάθε 1.5 λεπτό και κάθε 7.5 μέτρα.

3.2 Διαδικασία επεξεργασίας δεδομένων

Αρχικά πραγματοποιήθηκε η συγκέντρωση των δεδομένων από το σύστημα lidar για τα έτη 2014-2019. Στη συνέχεια, οι παρατηρήσεις διαχωρίστηκαν σε αυτές με ύπαρξη νέφους και σε αυτές χωρίς νέφη.

Στο πρώτο στάδιο επεξεργασίας των δεδομένων δημιουργήσαμε τις αντίστοιχες εικόνες που παρουσιάζουν τη χώρο-χρονική εξέλιξη της κατακόρυφης κατανομής του διορθωμένου (ως προς την απόσταση και το θόρυβο του ατμοσφαιρικού υποβάθρου) σήματος lidar (RCS: range corrected signal) στα 1064 nm (quicklook) για τις μέρες που υπήρχε νέφος, με χρήση της γλώσσας προγραμματισμού MATLAB. Στο δεύτερο στάδιο της επεξεργασίας εφαρμόσαμε τη μέθοδο βαθμίδας στα δεδομένα για την εύρεση των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των νεφών, όπου αναφέρεται παρακάτω αναλυτικότερα.

Παρατίθεται παρακάτω (Εικόνα II.3.2) ένα διάγραμμα ροής (flowchart), το οποίο αναπαριστά τη διαδικασία της μελέτης των νεφών, στο πλαίσιο της παρούσας Διπλωματικής Εργασίας.

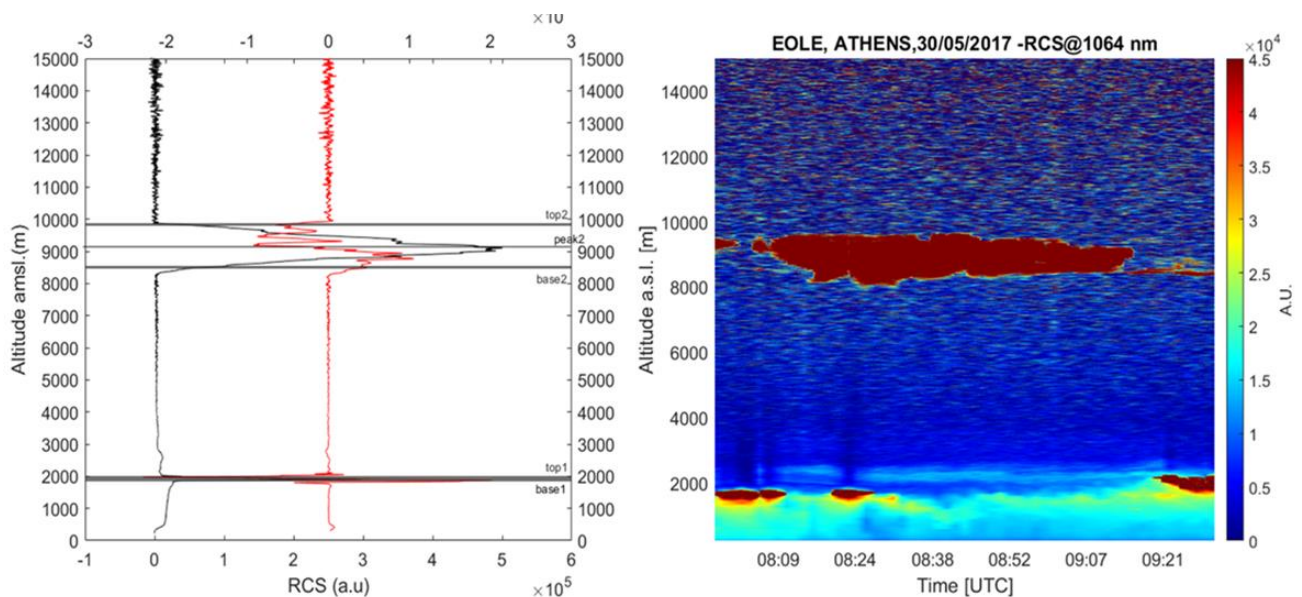


Εικόνα II.3. 2: Η διαδικασία (flowchart) στους μελέτης των νεφών στο πλαίσιο στους παρούσας Διπλωματικής Εργασίας.

3.3 Μέθοδος βαθμίδας

Για τις νεφελώδης μέρες, πραγματοποιήθηκε ανάκτηση της κατακόρυφης κατανομής του διορθωμένου σήματος lidar (κατακόρυφης κατανομής RCS), βασιζόμενοι στο μέσο όρο κάθε δέκα αρχείων για την εκάστοτε μέρα. Επομένως υπήρχαν περισσότερες από μια κατακόρυφες κατανομές σήματος διορθωμένου εύρους για την κάθε ημέρα. Οι κατακόρυφες κατανομές απεικονίζουν το σήμα διορθωμένου εύρους, σε συνάρτηση με το ύψος, καθιστώντας εύκολη τη διάκριση της βάσης, της κορυφής και του ύψους του νέφους. Υπάρχουν όμως περιπτώσεις όπου η ενίσχυση του σήματος lidar είναι ορατή μόνο σε μια κατακόρυφη κατανομή (σύννεφο μικρής διάρκειας) και σε αυτή την περίπτωση οι παράμετροί του (βάση, ύψος, κορυφή) λαμβάνονται μόνο από αυτό. Αντίθετα για ένα σύννεφο μακράς διάρκειας η ενίσχυση του σήματος είναι ορατή σε πολλές διαδοχικές κατακόρυφες κατανομές (που συμβαίνει σχεδόν στο ίδιο ύψος) και οι παράμετροι προκύπτουν από το μέσο όρο των διαδοχικών κατακόρυφων κατανομών.

Πιο αναλυτικά, η βάση του νέφους μπορεί να ορισθεί ως το ύψος πάνω από το οποίο ξεκινά αμέσως η ενίσχυση του σήματος. Αντίστοιχα, η κορυφή του νέφους προσδιορίζεται ως το ύψος όπου μεγιστοποιείται το σήμα, ενώ το ύψος του νέφους είναι το σημείο που το διορθωμένο σήμα ελαχιστοποιείται στο επίπεδο φόντου. Επιπλέον, το πάχος του νέφους ορίζεται ως το εύρος μεταξύ της βάσης και του ύψους του νέφους. Η βάση του νέφους, η κορυφή και το ύψος υπολογίζονται χρησιμοποιώντας τη μέθοδο βαθμίδας (gradient method) που εισήχθη από τον Cauchy το 1847. Αναλυτικότερα, το σημείο όπου η βαθμίδα (κόκκινη γραμμή) μεγιστοποιείται, αποτελεί τη βάση του νέφους. Αντίθετα, στο σημείο όπου η βαθμίδα ελαχιστοποιείται, είναι το ύψος του νέφους. Στην εικόνα που ακολουθεί (**Εικόνα II.3.3**) παρουσιάζεται μία τυπική κατακόρυφη κατανομή νέφους cumulus και ενός χαμηλού νέφους, καθώς και οι πληροφορίες τους που προσδιορίζονται με την προαναφερθείσα μέθοδο. Η βάση του νέφους, το ύψος και η κορυφή του παρουσιάζονται από τις μαύρες οριζόντιες γραμμές.

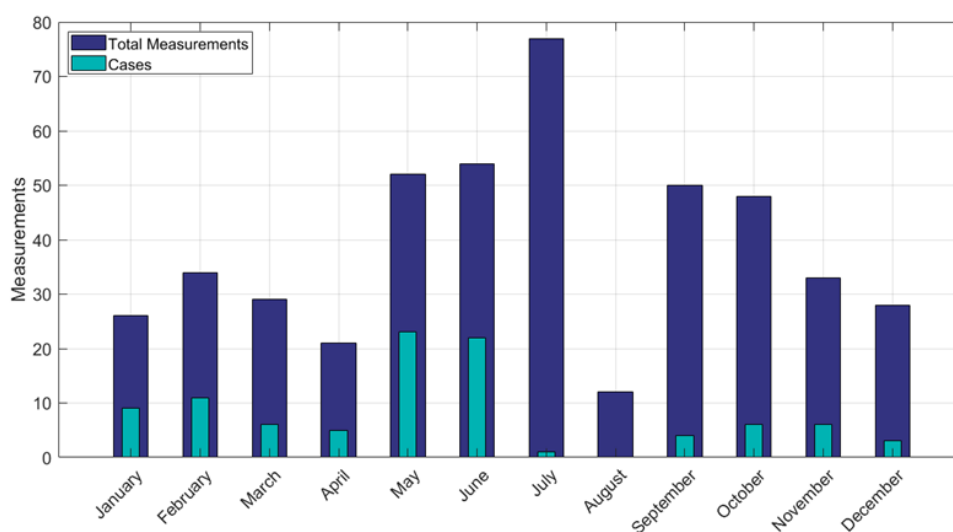


Εικόνα II.3. 3: Αριστερό γράφημα: κατακόρυφη κατανομή του διορθωμένου σήματος lidar και της βαθμίδας του, που παρατηρήθηκε στις 30 Μαΐου 2017. Δεξιά γράφημα: χώρο-χρονική εξέλιξη της κατακόρυφης κατανομής του διορθωμένου σήματος lidar που παρατηρήθηκε στις 30 Μαΐου 2017.

4. ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

4.1 Ποσοστιαίες Κατανομές

Στο πλαίσιο του δεύτερου μέρους της παρούσας Διπλωματικής Εργασίας μελετήθηκαν δεδομένα lidar 333 ημερών (συνολικά 464 μετρήσεις lidar), από τον Ιανουάριο 2014 μέχρι τον Δεκέμβριο 2019, στην Αθήνα. Μετά από διορθώσεις δεδομένων, τα σύννεφα αναγνωρίστηκαν από 96 κατακόρυφες κατανομές σήματος οπισθοσκέδασης lidar, σε χρονική περίοδο 79 ημερών. Οι ημέρες παρατήρησης για κάθε μήνα βρέθηκαν πάνω από 20, με εξαίρεση τον μήνα Αύγουστο, καθώς το lidar σταματά να λειτουργεί εξαιτίας των καλοκαιρινών διακοπών. Ο αριθμός παρατηρήσεων με νέφη ως προς το συνολικό αριθμό παρατηρήσεων για κάθε μήνα, παρουσιάζεται στην **Εικόνα Π.4.1**.

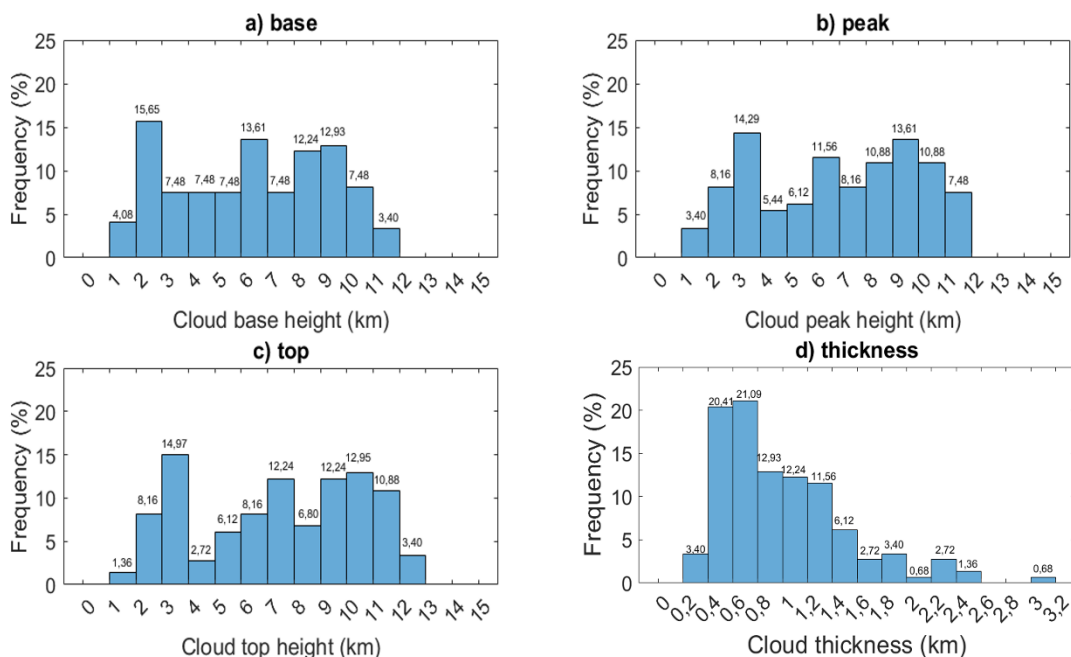


Εικόνα Π.4. 1: Μηνιαία εμφάνιση νεφών με βάση τις 464 μετρήσεις lidar από το 2014 έως 2019 στην Αθήνα. Η μπλε μπάρα αναπαριστά τις συνολικές μετρήσεις που πραγματοποίησε το lidar, ενώ η γαλάζια τις μετρήσεις με νέφη.

Παρακάτω, παρουσιάζονται οι ποσοστιαίες κατανομές των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των νεφών καθ' όλη τη διάρκεια της παρατήρησης. Παρατηρούμε ότι οι μεγαλύτερες συχνότητες εμφάνισης του ύψους βάσης ευρίσκονται μεταξύ 2-3 km με ποσοστό συχνότητας 15.65%, 6-7 km με 13.61%, 9-10 km με 12.93% και 8-9 km με 12.24% (**Εικόνα Π.4.2α**). Επιπλέον, οι μεγαλύτερες συχνότητες ύψους της κορυφής του νέφους είναι 14.29% στη περιοχή 3-4 km, 13.61% στη περιοχή 9-10 km και 11.56% στη περιοχή 6-7 km (**Εικόνα Π.4.2b**). Αντίστοιχα, το ύψος του νέφους παρουσιάζει μεγαλύτερη συχνότητα στις περιοχές 3-4 km με 14.97%, 10-11 km με 12.93% και στις περιοχές 7-8 km και 9-10 km με 12.25% (**Εικόνα Π.4.2c**). Το πάχος του νέφους παρουσιάζει μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης στις περιοχές 400-600 m με 20.41% και 600-800 m με 21.09%. Επομένως, παρατηρούμε ότι το πάχος του νέφους είναι κυρίως μικρότερο από 1600 m με ποσοστό 87.75%, ενώ από 1600-3200 m το ποσοστό εμφάνισης είναι 12.25% (**Εικόνα Π.4.2d**). Γενικά, είναι εμφανές ότι όσο πιο παχύ είναι το σύννεφο τόσο πιο μικρή είναι η συχνότητα εμφάνισης.

Τα σύννεφα που παρατηρήθηκαν ταξινομήθηκαν σε τρεις κατηγορίες σύμφωνα με το ύψος της βάσης τους. Έτσι, λοιπόν, προέκυψε πως τα χαμηλά νέφη κατέχουν ύψος βάσης μικρότερο από 2 km, τα μεσαία νέφη ύψος βάσης μεταξύ 2-6 km και τα υψηλά νέφη ύψος βάσης μεγαλύτερο από 6 km. Επιπλέον, κατά την περίοδο παρατήρησης διαπιστώθηκε ότι υπερτερούσαν τα ψηλά σύννεφα.

Συγκεκριμένα, τα ψηλά σύννεφα, κατείχαν ποσοστό συχνότητας 57.83%, τα μεσαία σύννεφα 38.09% και τέλος τα χαμηλά σύννεφα 4.08%.



Εικόνα Π.4. 2: Ποσοστιαία κατανομή α) του ύψους βάσης του νέφους, β) του ύψους κορυφής του νέφους, γ) του ύψους του νέφους και δ) του πάχους του νέφους, κατά τη διάρκεια παρακολούθησης.

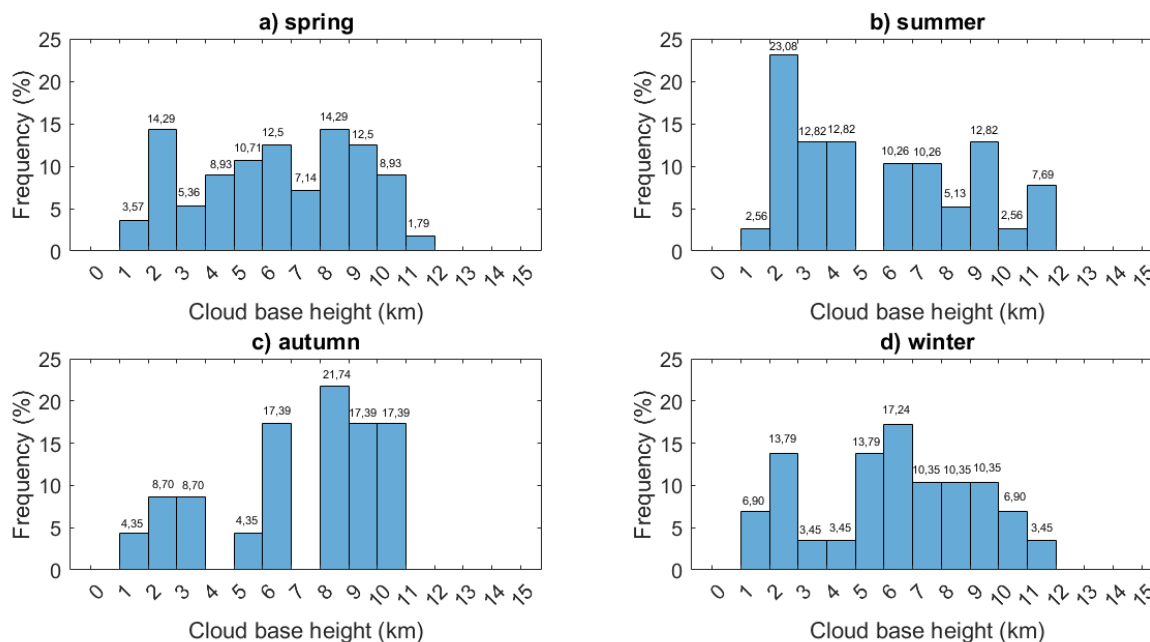
4.2 Εποχιακές Κατανομές

Γίνεται μελέτη της εποχιακής κατανομής της συχνότητας εμφάνισης γεωμετρικών ιδιοτήτων των νεφών, όπως καταγράφηκαν κατά τη διάρκεια των ετών 2014 έως 2019, από το lidar EOLE. Τα δεδομένα αυτά κατηγοριοποιήθηκαν ανά εποχή (Εικόνες Π.4.3 έως Π.4.6), ώστε να σχηματισθεί μια συνολική εικόνα της διακύμανσης των γεωμετρικών ιδιοτήτων των νεφών, κατά τη διάρκεια της συγκεκριμένης περιόδου παρατήρησης.

Στην **Εικόνα Π.4.3** παρουσιάζονται οι ποσοστιαίες κατανομές του ύψους της βάσης των νεφών για τις τέσσερις εποχές α) άνοιξη, β) καλοκαίρι, γ) φθινόπωρο και δ) χειμώνας. Η άνοιξη θεωρείται από τον Μάρτιο έως τον Μάιο, το καλοκαίρι από τον Ιούνιο έως τον Αύγουστο, το φθινόπωρο από τον Σεπτέμβριο έως τον Νοέμβριο και τον χειμώνα από τον Δεκέμβριο έως τον Φεβρουάριο. Παρατηρείται ότι η μέγιστη συχνότητα κατά την περίοδο της άνοιξης είναι 14.29%, κατά την περίοδο του καλοκαιριού 23.08%, ενώ για τις περιόδους του φθινοπώρου και του χειμώνα είναι 21.74% και 17.24% αντίστοιχα. Οι τιμές αυτές εμφανίζονται την άνοιξη στα 2-3 km και 8-9 km, το καλοκαίρι στα 2-3 km, το φθινόπωρο στα 8-9 km και τον χειμώνα στα 6-7 km. Καταλήγουμε, συνεπώς, ότι η μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης βρέθηκε το καλοκαίρι στη περιοχή 2-3 km.

Συγκρίνοντας τις **Εικόνες Π.4.3** και **Π.4.2**, παρατηρείται ότι η ποσοστιαία κατανομή του ύψους της βάσης των νεφών κατά την άνοιξη, ήταν παρόμοια με την κατανομή ολόκληρης της περιόδου παρατήρησης. Επιπλέον, αναλύοντας τα διαγράμματα και συγκρίνοντας τα μεταξύ τους, προκύπτει πως κατά την χειμερινή περίοδο παρατηρούνται τα περισσότερα χαμηλά νέφη, με συχνότητα εμφάνισης 6.9%. Αντίστοιχα το καλοκαίρι εμφανίζονται τα περισσότερα μεσαία νέφη, με

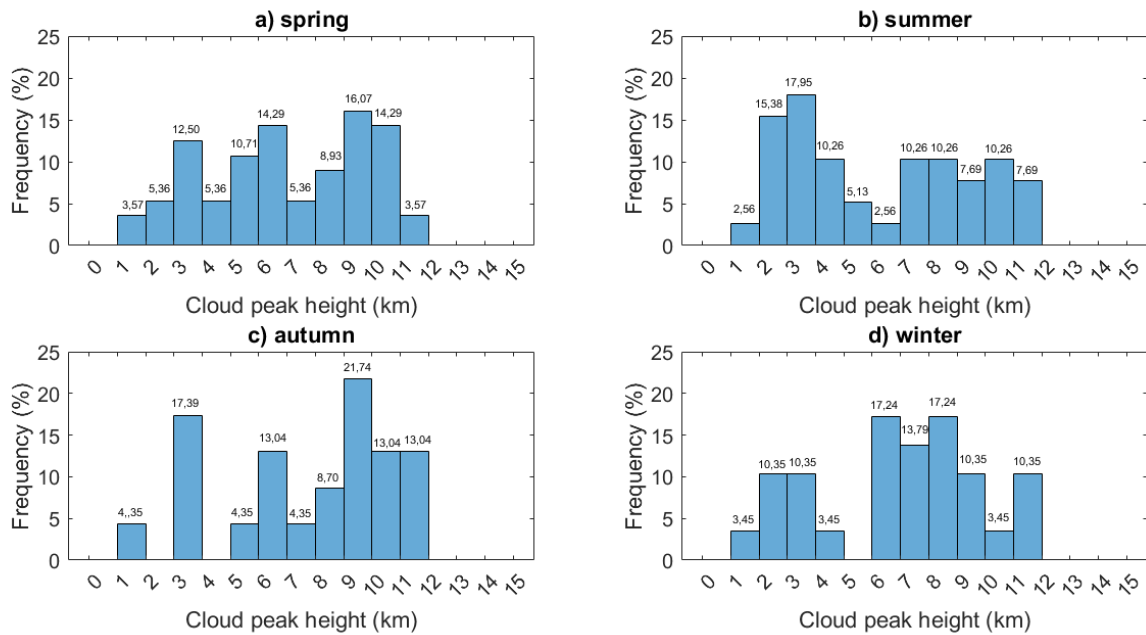
συχνότητα εμφάνισης 48.72%. Τέλος, κατά τους φθινοπωρινούς μήνες παρατηρούνται τα μεγαλύτερα ποσοστά υψηλής νέφωσης, σε σύγκριση με τους υπόλοιπες εποχές, με συχνότητα εμφάνισης 73.91%.



Εικόνα Π.4. 3: Ποσοστιαία κατανομή του ύψους βάσης (base) του νέφους α) την άνοιξη, β) το καλοκαίρι, γ) το φθινόπωρο και δ) τον χειμώνα.

Στην **Εικόνα Π.4.4** παρουσιάζονται οι ποσοστιαίες κατανομές του ύψους της κορυφής των νεφών α) την άνοιξη, β) το καλοκαίρι, γ) το φθινόπωρο και δ) τον χειμώνα. Παρατηρείται ότι οι ποσοστιαίες κατανομές το φθινόπωρο και την άνοιξη είναι παρόμοιες. Οι μεγαλύτερες τιμές είναι 21.74% το φθινόπωρο και 16.07% την άνοιξη αντίστοιχα, στη περιοχή 9-10 km. Οι δεύτερες μεγαλύτερες τιμές είναι το φθινόπωρο 17.39% στη περιοχή 3-4 km και την άνοιξη 14.29% στις περιοχές 6-7 km και 10-11 km. Οι τρίτες σε σειρά μεγαλύτερες τιμές είναι 13.04% το φθινόπωρο στις περιοχές 6-7 km και 10-12 km και 12.5% την άνοιξη στη περιοχή 3-4 km. Όσον αφορά τη ποσοστιαία κατανομή το καλοκαίρι, παρατηρείται ότι αυξάνεται απότομα μέχρι τα 3 km, στη συνέχεια μειώνεται σε συνάρτηση με το ύψος στη περιοχή 4-7 km και τέλος αυξάνεται ξανά και από τα 8 km έως τα 12 km παραμένει σχεδόν σταθερή με τιμές που πλησιάζουν το 10%. Η μέγιστη τιμή βρέθηκε 17.95% στη περιοχή 3-4 km.

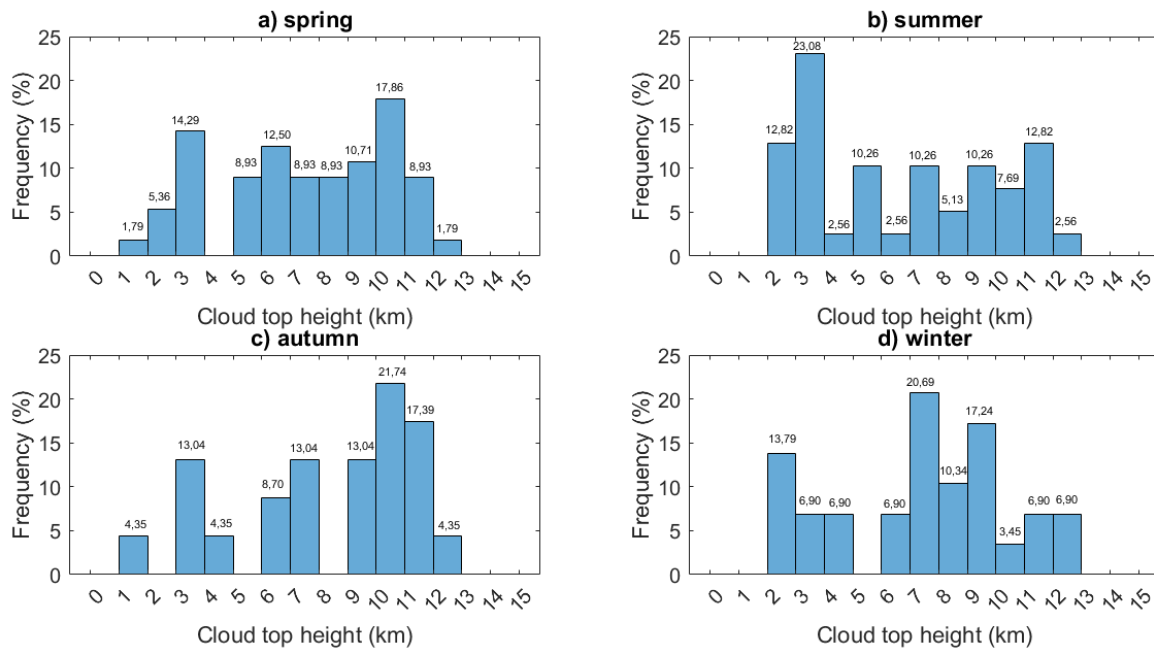
Ακολούθως, το χειμώνα οι ποσοστιαίες κατανομές είναι οι ίδιες στις διάφορες περιοχές. Συγκεκριμένα φαίνεται ότι η μέγιστη τιμή (17.24%) καταγράφηκε στις περιοχές 6-7 km και 8-9 km. Η τρίτη μεγαλύτερη τιμή (10.35%) στις περιοχές 2-4 km, 9-10 km και 11-12 km. Η μικρότερη τιμή (3.45%) βρέθηκε στις περιοχές 1-2 km, 4-5 km και 10-11 km. Συγκρίνοντας τις **Εικόνες Π.4.4** και **Π.4.2**, είναι εμφανές ότι η ποσοστιαία κατανομή του ύψους κορυφής την άνοιξη και το φθινόπωρο είναι παρόμοιες με την κατανομή ολόκληρης της περιόδου παρατήρησης.



Εικόνα II.4. 4: Ποσοστιαία κατανομή του ύψους κορυφής (peak) του νέφους a) την άνοιξη, b) το καλοκαίρι, c) το φθινόπωρο και d) τον χειμώνα.

Στην **Εικόνα II.4.5** παρουσιάζονται οι συχνότητες εμφάνισης του ύψους των νεφών κατά τις τέσσερις εποχές του χρόνου. Παρατηρείται ότι οι κατανομές συχνοτήτων του ύψους των νεφών κατά την άνοιξη και το φθινόπωρο είναι παρόμοιες, με εξαίρεση τη συχνότητα στις περιοχές 5-6 km και 8-9 km που είναι συγκριτικά μεγαλύτερη την άνοιξη από το φθινόπωρο. Αναλυτικότερα, οι μέγιστες τιμές την άνοιξη και το φθινόπωρο κυμαίνονται στη περιοχή 10-11 km και είναι 17.86%, 21.74%, αντίστοιχα. Η επομένη μεγαλύτερη συχνότητα την άνοιξη εμφανίζεται στη περιοχή 3-4 km και βρέθηκε 14.29% και αντίστοιχα το φθινόπωρο 17.40% στη περιοχή 11-12 km. Η τρίτη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης είναι 12.5% στη περιοχή 6-7 km την άνοιξη και 13.04% στις περιοχές 3-4 km, 7-8 km και 9-10 km το φθινόπωρο.

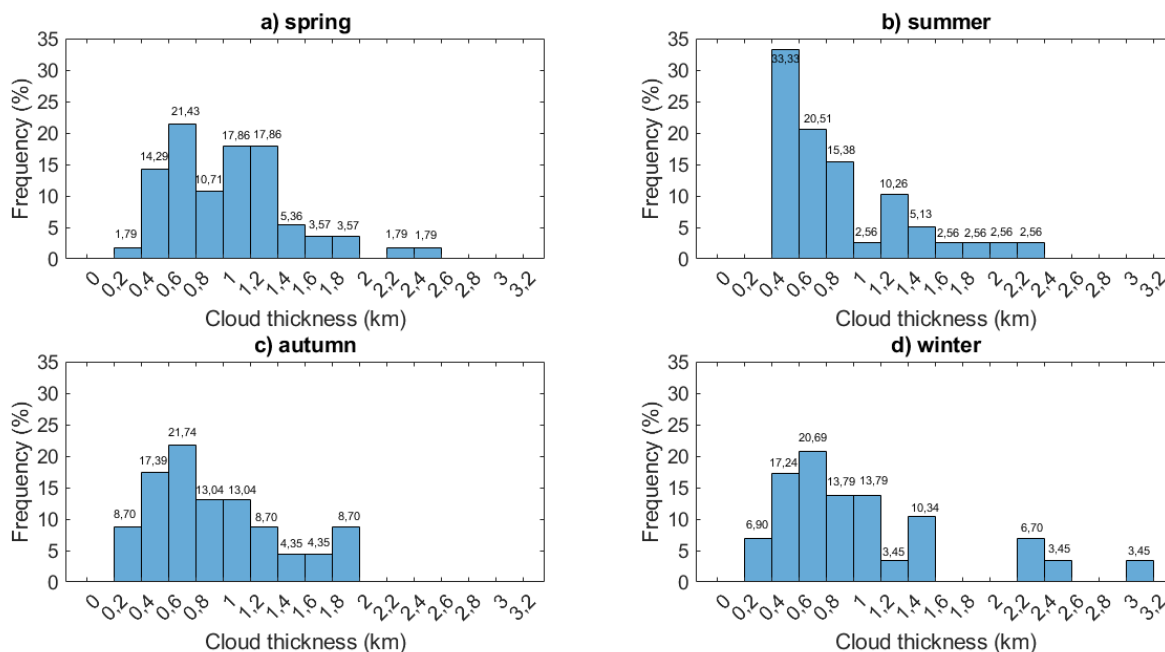
Από την άλλη, φαίνεται να υφίσταται μια έντονη μετάβαση μεταξύ υψηλών και χαμηλών συχνοτήτων για το καλοκαίρι και τον χειμώνα. Οι τρεις μεγαλύτερες τιμές το καλοκαίρι βρέθηκαν 23.08% στα 3-4 km, 12.82% στα 2-3 km και στα 11-12 km και 10.26% στα 5-6 km, 7-8 km και στα 9-10 km. Αντίστοιχα, οι τρεις μεγαλύτερες τιμές για τον χειμώνα είναι 20.69%, 17.24% και 13.79% στις περιοχές 7-8 km, 9-10 km και 2-3 km.



Εικόνα Π.4. 5: Ποσοστιαία κατανομή του ύψους (top) του νέφους α) την άνοιξη, β) το καλοκαίρι, γ) το φθινόπωρο και δ) τον χειμώνα.

Ακολουθώντας, στην **Εικόνα Π.4.6** παρουσιάζονται οι ποσοστιαίες κατανομές του πάχους των νεφών α) την άνοιξη, β) το καλοκαίρι, γ) το φθινόπωρο και δ) τον χειμώνα. Αρχικά είναι εμφανές ότι και στις τέσσερις εποχές οι μέγιστες τιμές της κατανομής ευρίσκονται σε χαμηλά ύψη και συγκεκριμένα στη περιοχή 0.4-0.8 km. Επιπλέον παρατηρείται πως όσο αυξάνεται το ύψος, τόσο τα ποσοστά μειώνονται ή και μηδενίζονται. Πιο αναλυτικά, οι μέγιστες τιμές της συχνότητας εμφάνισης παρατηρούνται την άνοιξη 21.43% στο ύψος 0.6-0.8 km, το καλοκαίρι 33.33% σε ύψος 0.4-0.6 km, το φθινόπωρο 21.74% σε ύψος 0.6-0.8 km και τον χειμώνα 20.69% στο ύψος 0.6-0.8 km. Οι δεύτερες μεγαλύτερες τιμές βρέθηκαν 17.86% στη περιοχή 1-1.4 km για την άνοιξη, 20.51% στη περιοχή 0.6-0.8 km για το καλοκαίρι, 17.39% στη περιοχή 0.4-0.6 km για το φθινόπωρο και 17.24% στη περιοχή 0.4-0.6 km, αντίστοιχα για το χειμώνα. Τέλος, οι χαμηλότερες τιμές υπολογίζονται την άνοιξη 1.79% στη περιοχή 2.2-2.6 km, το καλοκαίρι 2.56% στις περιοχές 1-1.2 km και 1.6-2.4 km, το φθινόπωρο 4.35% στη περιοχή 1.4-1.8 km και τον χειμώνα 3.45% στις περιοχές 1.2-1.4 km, 2.4-2.6 km και 3-3.2 km.

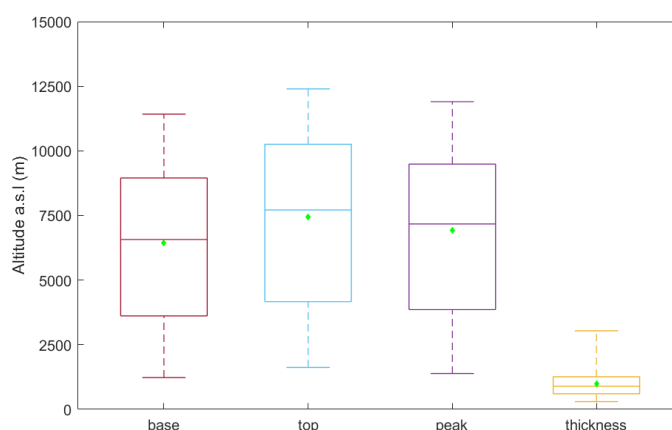
Είναι εμφανές λοιπόν ότι τα περισσότερα παχιά σύννεφα εμφανίζονται τον χειμώνα, το οποίο είναι λογικό εξαιτίας των καταιγίδων που έχει κυρίως τότε. Τέλος, παρατηρούμε ότι οι ποσοστιαίες κατανομές του πάχους του νέφους σε κάθε εποχή, είναι παρόμοιες τόσο μεταξύ τους, όσο και με την κατανομή όλης της περιόδου παρατήρησης.



Εικόνα Π.4. 6: Ποσοστιαία κατανομή του πάχους (thickness) του νέφους a) την άνοιξη, b) το καλοκαίρι, c) το φθινόπωρο και d) τον χειμώνα.

4.3 Διαγράμματα Πλαισίου

Στο παρακάτω γράφημα (Εικόνα Π.4.7) παρουσιάζονται οι γραφικές παραστάσεις πλαισίου ή αλλιώς “boxplots” του ύψους βάσης του νέφους (κόκκινο), του ύψους του νέφους (γαλάζιο), του ύψους κορυφής του νέφους (μωβ) και του πάχους του νέφους (κίτρινο) καθ’ όλη τη διάρκεια παρατήρησης. Σε κάθε ένα διάγραμμα πλαισίου φαίνεται η μέση τιμή (πράσινη κουκίδα), το 25% έως το 75% των τιμών (πλαίσιο), από το 1% έως το 99% των τιμών (κάθετες γραμμές), καθώς και η διάμεσος (οριζόντια γραμμή).



Εικόνα Π.4. 7: Διαγράμματα πλαισίου ύψους βάσης νέφους (κόκκινο), ύψους νέφους (γαλάζιο), ύψους κορυφής νέφους (μωβ) και πάχους νέφους (κίτρινο) κατά την περίοδο παρατήρησης.

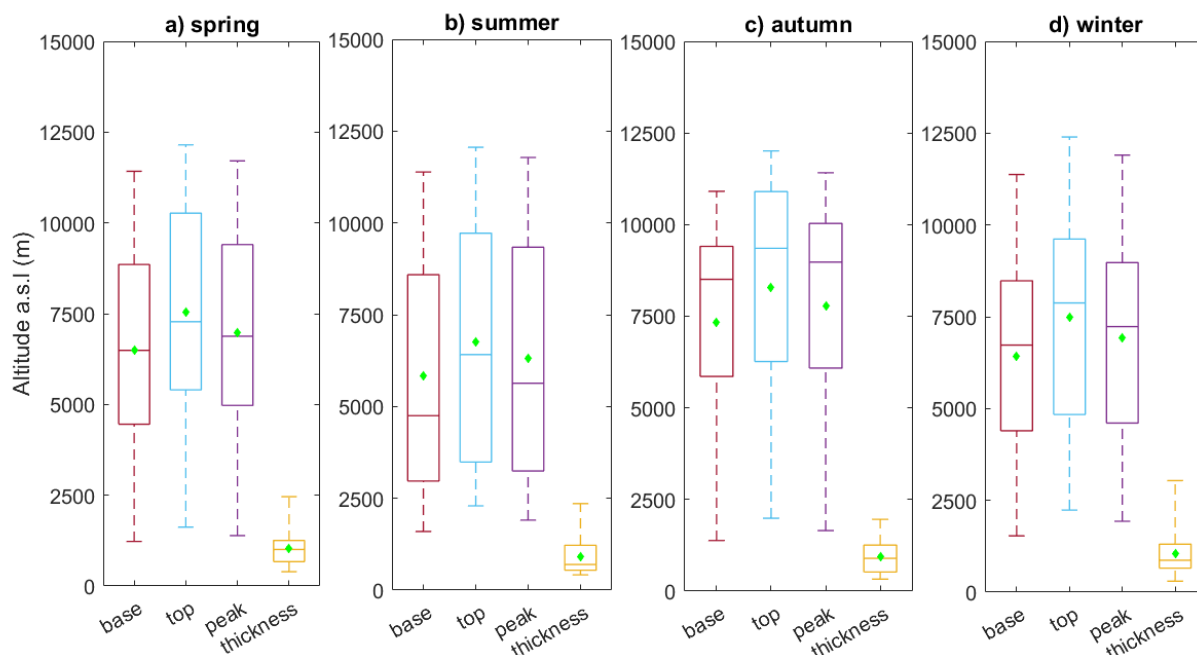
Ο Πίνακας Π.4.1 συνοψίζει τα αποτελέσματα των τιμών για τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των νεφών, τα οποία προέκυψαν από το παραπάνω διάγραμμα πλαισίου.

Πίνακας Π.4. 1: Τιμές των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των νεφών (βάση, ύψος, κορυφή, πάχος), που προκύπτουν από τα boxplots.

	base	top	peak	thickness
Μέση τιμή (m)	6439.9	7431.9	6913.1	991.9
Διάμεσος (m)	6572.0	7713.1	7172.0	894.1
1% (m)	1227.5	1622.0	1389.5	300.0
25% (m)	3616.3	4165.4	3857.0	603.8
75% (m)	8950.4	10254.8	9488.1	1260.9
99% (m)	11420.8	12395.9	11902.6	3039.1

Ακολούθως στην **Εικόνα Π.4.8** παρουσιάζονται οι γραφικές παραστάσεις πλαισίου του ύψους βάσης του νέφους (κόκκινο), του ύψους του νέφους (γαλάζιο), του ύψους κορυφής του νέφους (μωβ) και του πάχους του νέφους (κίτρινο) για κάθε εποχή ξεχωριστά α) άνοιξη, β) καλοκαίρι, γ) φθινόπωρο και δ) χειμώνας.

Συγκρίνοντας τις **Εικόνες Π.4.7** και **Π.4.8**, παρατηρείται ότι τα διαγράμματα πλαισίου του ύψους βάσης, του ύψους και του ύψους κορυφής του νέφους κατά τη διάρκεια της άνοιξης, είναι όμοια με εκείνα της συνολικής περιόδου παρατήρησης. Επιπρόσθετα, το διάγραμμα πλαισίου πάχους τον χειμώνα είναι όμοιο με το διάγραμμα ολόκληρης της περιόδου.



Εικόνα Π.4. 8: Διαγράμματα πλαισίου ύψους βάσης νέφους (κόκκινο), ύψους νέφους (γαλάζιο), ύψους κορυφής νέφους (μωβ) και πάχους νέφους (κίτρινο) α) την άνοιξη, β) το καλοκαίρι, γ) το φθινόπωρο και δ) τον χειμώνα.

Συγκρίνοντας τα διαγράμματα πλαισίου του ύψους βάσης (base) για κάθε εποχή ξεχωριστά, παρατηρείται ότι το φθινόπωρο εμφανίζονται οι μεγαλύτερες τιμές στο 25%, το 75%, καθώς και στη μέση τιμή και στη διάμεσο. Αντίθετα, η μεγαλύτερη τιμή του 1% παρατηρείται το καλοκαίρι και του 99% την άνοιξη. Οι εκάστοτε τιμές παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα (**Πίνακας Π.4.2**).

Πίνακας Π.4. 2: Μέγιστες τιμές του ύψους βάσης του νέφους (base) για τις τέσσερις εποχές, που προκύπτουν από τα boxplots.

Μέση τιμή (m)	Διάμεσος (m)	1% (m)	25% (m)	75% (m)	99% (m)
7333.9	8508.5	1597.1	5857.3	9405.9	11420.8

Όσον αφορά τα διαγράμματα πλαισίου του ύψους του νέφους (top), παρατηρείται ότι το φθινόπωρο εμφανίστηκαν οι υψηλότερες τιμές στο 25%, στο 75%, στη μέση τιμή και στη διάμεσο. Η μεγαλύτερη τιμή του 1% για το ύψος του νέφους εμφανίστηκε το καλοκαίρι, ενώ η μεγαλύτερη τιμή του 99% τον χειμώνα. Στον **Πίνακα Π.4.3** παρουσιάζονται οι αντίστοιχες τιμές.

Πίνακας Π.4. 3: Μέγιστες τιμές του ύψους του νέφους (top) για τις τέσσερις εποχές, που προκύπτουν από τα boxplots.

Μέση τιμή (m)	Διάμεσος (m)	1% (m)	25% (m)	75% (m)	99% (m)
8277.3	9354.5	2294.6	6264.3	10901.0	12395.9

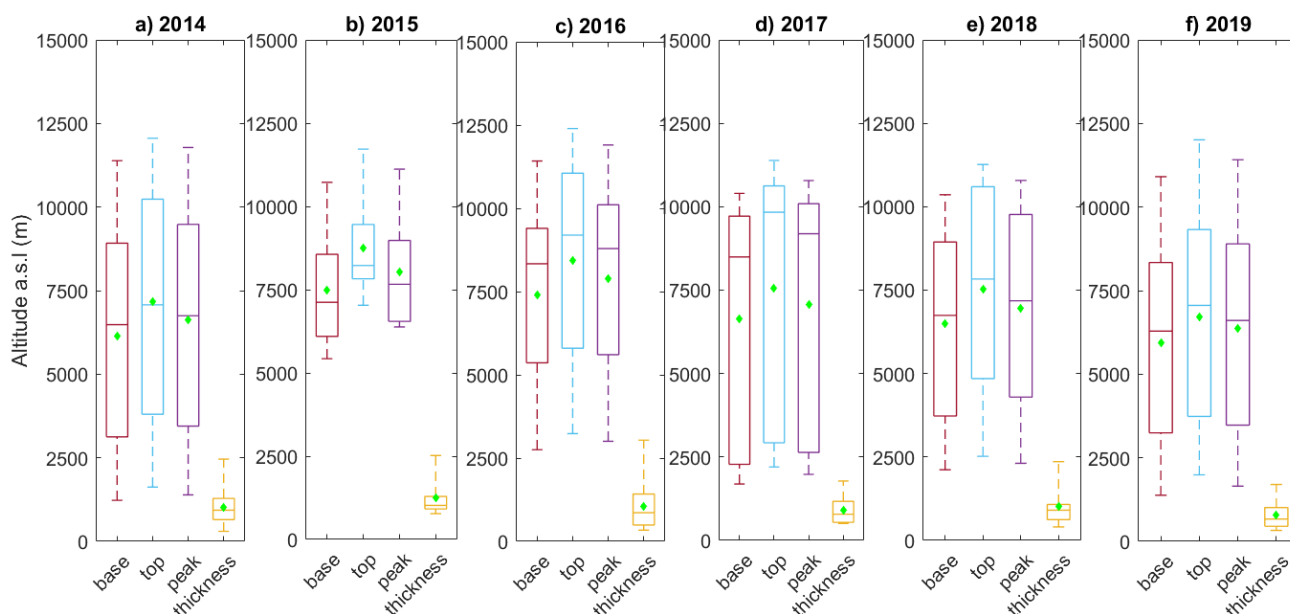
Σχετικά με τα διαγράμματα πλαισίου της κορυφής του νέφους (peak), παρατηρείται ότι το φθινόπωρο εμφανίζονται οι μεγαλύτερες τιμές στο 25%, στο 75%, στη μέση τιμή και στη διάμεσο. Αντίστοιχα, το χειμώνα εμφανίζονται οι υψηλότερες τιμές στο 1% και στο 99%. Οι μέγιστες τιμές του ύψους κορυφής του νέφους παρουσιάζονται στον **Πίνακα Π.4.4**.

Πίνακας Π.4. 4: Μέγιστες τιμές του ύψους κορυφής του νέφους (peak) για τις τέσσερις εποχές, που προκύπτουν από τα boxplots.

Μέση τιμή (m)	Διάμεσος (m)	1% (m)	25% (m)	75% (m)	99% (m)
8277.3	9354.5	1930.4	6085.6	10031.5	11902.6

Τέλος, από τα διαγράμματα πλαισίου του πάχους των νεφών παρατηρείται ότι όλες οι τιμές είναι πολύ κοντά για κάθε εποχή. Εξαίρεση αποτελούν οι τιμές στο 99% και στη διάμεσο, όπου στην πρώτη περίπτωση η τιμή ήταν αρκετά μεγαλύτερη τον χειμώνα (3039.1 m) και στη δεύτερη αρκετά χαμηλότερη το καλοκαίρι (697.5 m).

Στη συνέχεια, στην παρακάτω εικόνα (**Εικόνα Π.4.9**) παρουσιάζονται για κάθε έτος ξεχωριστά οι γραφικές παραστάσεις πλαισίου των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των νεφών: βάση (κόκκινο), ύψος (γαλάζιο), κορυφή (μωβ) και πάχος (κίτρινο). Γενικά παρατηρείται ότι τα έτη 2014, 2018 και 2019 είναι αρκετά όμοια μεταξύ τους.



Εικόνα Π.4. 9: Διαγράμματα πλαισίου ύψους βάσης νέφους (κόκκινο), ύψους νέφους (γαλάζιο), ύψους κορυφής νέφους (μωβ) και πάχους νέφους (κίτρινο) α) το 2014, β) το 2015, γ) το 2016, δ) το 2017, ε) το 2018 και ς) το 2019.

Συγκρίνοντας όλα τα έτη μεταξύ τους είναι εμφανές ότι για τα διαγράμματα πλαισίου του ύψους της βάσης των νεφών (base), οι μεγαλύτερες τιμές στο 1%, στο 25% και στη μέση τιμή, εμφανίζονται το 2015. Επιπλέον, το 2017 παρατηρούνται οι υψηλότερες τιμές στη διάμεσο και στο 75%. Τέλος, κατά το 2016 εμφανίζεται η μεγαλύτερη τιμή στο 99%. Αναλυτικά οι τιμές παρουσιάζονται στον **Πίνακα Π.4.5**.

Πίνακας Π.4. 5: Μέγιστες τιμές του ύψους βάσης του νέφους (base) για όλα τα έτη, που προκύπτουν από τα boxplots.

Μέση τιμή	Διάμεσος	1%	25%	75%	99%
(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
7474.0	8493.9	5427.0	6097.1	9718.4	11420.8

Σχετικά με τα διαγράμματα πλαισίου του ύψους των νεφών και του ύψους κορυφής, το 2016 παρατηρούνται οι μεγαλύτερες τιμές στο 99% και στο 75%. Επιπρόσθετα, το 2015, εμφανίζονται οι μεγαλύτερες τιμές του ύψους στο 1%, στο 25% και στη μέση τιμή. Τέλος, το 2017 παρατηρείται η μεγαλύτερη τιμή στη διάμεσο. Οι εκάστοτε τιμές για το ύψος και την κορυφή του νέφους παρουσιάζονται στους **Πίνακες Π.4.6** και **Π.4.7**.

Πίνακας II.4. 6: Μέγιστες τιμές του ύψους του νέφους (top) για όλα τα έτη, που προκύπτουν από τα boxplots.

Μέση τιμή	Διάμεσος	1%	25%	75%	99%
(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
8738.6	9835.1	7032.0	7827.0	11055.4	12395.9

Πίνακας II.4. 7: Μέγιστες τιμές του ύψους κορυφής του νέφους (peak) για όλα τα έτη, που προκύπτουν από τα boxplots.

Μέση τιμή	Διάμεσος	1%	25%	75%	99%
(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
8025.6	9190.5	6380.1	6548.3	10105.1	11902.6

Κλείνοντας, όσον αφορά τα διαγράμματα πλαισίου του πάχους των νεφών, κατά το 2016 παρατηρούνται οι υψηλότερες τιμές στο 99% και στο 75%. Αντίθετα, οι υψηλότερες τιμές στο 1%, στο 25%, στη μέση τιμή στη διάμεσο παρατηρούνται κατά το 2015. Οι αντίστοιχες τιμές του πάχους παρατίθενται στον παρακάτω πίνακα (**Πίνακας II.4.8**).

Πίνακας II.4. 8: Μέγιστες τιμές του πάχους του νέφους (thickness) για όλα τα έτη, που προκύπτουν από τα boxplots.

Μέση τιμή	Διάμεσος	1%	25%	75%	99%
(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
1263.9	1021.4	774.9	915.5	1421.0	3039.1

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η αναγκαιότητα συστηματικής παρακολούθησης της φύσης και της σύστασης των νεφών επισημαίνεται διεθνώς σε πολλές μελέτες και σχετικές εργασίες. Τα τελευταία χρόνια παρατηρούνται και στην Ελλάδα έντονες διεργασίες σχετικές με τον τομέα αυτό. Το ενδιαφέρον για τα νέφη και τα αιωρούμενα σωματίδια γίνεται εντονότερο, δημιουργώντας την ανάγκη για περαιτέρω μελέτη τα επόμενα χρόνια.

Σκοπός του δεύτερου μέρους της παρούσας Διπλωματικής Εργασίας ήταν η μελέτη και η καταγραφή των γεωμετρικών ιδιοτήτων των νεφών, που παρατηρήθηκαν πάνω από την πόλη των Αθηνών από το σύστημα lidar EOLE του ΕΜΠ, κατά τη χρονική περίοδο 2014 - 2019.

Ο διαχωρισμός των μετρήσεων των νεφών έγινε μέσω της χώρο-χρονικής εξέλιξης της κατακόρυφης κατανομής του διορθωμένου σήματος lidar. Στη συνέχεια με χρήση της μεθόδου βαθμίδας πραγματοποιήθηκε η διάκριση και ο χαρακτηρισμός των γεωμετρικών ιδιοτήτων των νεφών (βάση, ύψος, κορυφή και πάχος).

Για την 5-ετία που μελετήσαμε βρέθηκε ότι το ποσοστό της νέφωσης στις μετρήσεις lidar στην Αθήνα ήταν περίπου 20.69%, Επιπλέον, τα μέσα ύψη της βάσης, της κορυφής και του ύψους των νεφών, καθώς και το μέσο πάχος των νεφών, βρέθηκαν 6439.9 m, 6913.1 m, 7431.9 m και 991.9 m, αντίστοιχα. Επιπλέον, η μέγιστη συχνότητα εμφάνισης της βάσης των νεφών εμφανίζεται στη περιοχή 2-3 km (15.65%), της κορυφής των νεφών στη περιοχή 3-4 km (14.29%), του ύψους των νεφών στη περιοχή 3-4 km (14.97%) και η μέγιστη συχνότητα του πάχους των νεφών εμφανίστηκε τη περιοχή 600-800 m (21.09%).

Με βάση τις συχνότητες εμφάνισης της βάσης των νεφών, καθ' όλη τη διάρκεια παρατήρησης, συμπεραίνουμε ότι πιο συχνά εμφανίζονται τα υψηλά νέφη με συχνότητα εμφάνισης 57.82%, ακολουθούν τα μεσαία νέφη με συχνότητα 38.09%, ενώ πιο σπάνια εμφανίζονται τα χαμηλά νέφη με συχνότητα 4.08%. Αντίστοιχα, μελετώντας τις συχνότητες εμφάνισης της βάσης για κάθε εποχή ξεχωριστά, συμπεραίνουμε ότι τα ψηλά σύννεφα κυριαρχούν σε κάθε εποχή με συχνότητα για την άνοιξη 57.15%, για το φθινόπωρο 73.91% και για τον χειμώνα 58.64%. Αντίθετα, το καλοκαίρι παρατηρούμε ότι οι συχνότητες εμφάνισης για τα ψηλά και τα μεσαία νέφη ήταν ίσες και συγκεκριμένα 48.72%.

Ακολούθως, βασιζόμενοι στις εποχιακές κατανομές παρατηρούμε σε ορισμένες ομοιότητα με τη συνολική. Συγκριμένα, η κατανομή της βάσης την άνοιξη, η κατανομή της κορυφής την άνοιξη και το φθινόπωρο και η κατανομή του ύψους την άνοιξη είναι όμοιες με τις αντίστοιχες ολόκληρης της περιόδου. Επιπλέον, παρατηρούμε ότι οι κατανομές συχνοτήτων του πάχους σε κάθε εποχή είναι όμοιες.

Η μελέτη μας, έδειξε ότι πάχη νεφών μικρότερα από 1.4 km εμφάνισαν ποσοστό 81.63%. Γενικά όσο πιο παχύ ήταν το νέφος, τόσο μικρότερη ήταν η συχνότητά εμφάνισής του, για αυτό παρατηρούμε ότι όσο αυξάνεται το πάχος των νεφών, οι συχνότητες εμφάνισης τείνουν να μηδενίζονται. Ενώ, παράλληλα και πολύ λεπτά νέφη με πάχος μεταξύ 200-400 m είχαν μικρό ποσοστό εμφάνισης (3.4%).

Η έρευνα μας βασίστηκε σε δεδομένα lidar και στον αλγόριθμο διάκρισης νεφών. Λόγω του μήκους κύματος (1064 nm) και της ενέργειας laser (260 mJ) του lidar EOLE, πρόκυψε εξασθένιση του σήματος οπισθοσκέδασης lidar με το ύψος. Ο αλγόριθμος διάκρισης νεφών έλαβε υπόψη μόνο την κατάσταση του νέφους μίας στρώσης και δεν ανέλυσε περαιτέρω τα χαρακτηριστικά των νεφών πολλαπλών επιπέδων.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Abbood, Z. M., & Al-Taai, O. T. (2020). Data analysis for cloud cover and rainfall over Baghdad city, Iraq. *Plant Archives*, 20(1), 822-826.

Alam, K., Qureshi, S., & Blaschke, T. (2011). Monitoring spatio-temporal aerosol patterns over Pakistan based on MODIS, TOMS and MISR satellite data and a HYSPLIT model. *Atmospheric environment*, 45(27), 4641-4651.

Cao, X., Lu, G., Li, M., & Wang, J. (2021). Statistical Characteristics of Cloud Heights over Lanzhou, China from Multiple Years of Micro-Pulse Lidar Observation. *Atmosphere*, 12(11), 1415.

Deep, A., Pandey, C. P., Nandan, H., Singh, N., Yadav, G., Joshi, P. C., ... & Bhatt, S. C. (2021). Aerosols optical depth and Ångström exponent over different regions in Garhwal Himalaya, India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 193(6), 1-19.

Fernald, F. G. (1984). Analysis of atmospheric lidar observations: some comments. *Applied optics*, 23(5), 652-653.

Fujii, T., & Fukuchi, T. (Eds.). (2005). *Laser remote sensing*. CRC press.

Giannakaki, E., Balis, D. S., Amiridis, V., & Kazadzis, S. (2007). Optical and geometrical characteristics of cirrus clouds over a Southern European lidar station. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(21), 5519-5530.

Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., ... & Lyapustin, A. I. (2019). Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database—automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(1), 169-209.

Gouveia, D. A., Barja, B., Barbosa, H. M., Seifert, P., Baars, H., Pauliquevis, T., & Artaxo, P. (2017). Optical and geometrical properties of cirrus clouds in Amazonia derived from 1 year of ground-based lidar measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(5), 3619-3636.

Jaenicke, R. (1993). Tropospheric aerosols. In *International Geophysics* (Vol. 54, pp. 1-31). Academic Press.

Kloss, C., Sellitto, P., von Hobe, M., Berthet, G., Smale, D., Krysztofiak, G., ... & Legras, B. (2021). Australian fires 2019–2020: Tropospheric and stratospheric pollution throughout the whole fire season. *Frontiers in Environmental Science*, 220.

- Kokhanovsky, A. (2004). Optical properties of terrestrial clouds. *Earth-Science Reviews*, 64(3-4), 189-241.
- Kokhanovsky, A. A. (2017). Aerosol optics. *Atmospheric Aerosols: Life Cycles and Effects on Air Quality and Climate*, 223-246.
- Kokkalis, P., K. Al Jassar, H., Solomos, S., Raptis, P. I., Al Hendi, H., Amiridis, V., ... & Al Dimashki, M. (2018). Long-term ground-based measurements of aerosol optical depth over Kuwait City. *Remote Sensing*, 10(11), 1807.
- Lamb, D., & Verlinde, J. (2011). *Physics and chemistry of clouds*. Cambridge University Press.
- Mahowald, N., Albani, S., Kok, J. F., Engelstaeder, S., Scanza, R., Ward, D. S., & Flanner, M. G. (2014). The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system. *Aeolian Research*, 15, 53-71.
- Mattis, I., Ansmann, A., Müller, D., Wandinger, U., & Althausen, D. (2004). Multiyear aerosol observations with dual-wavelength Raman lidar in the framework of EARLINET. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D13).
- Mingxing, W., Renjian, Z., & Yifen, P. (2001). Recent researches on aerosol in China. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18(4), 576-586.
- Myhre, G., Myhre, C. E. L., Samset, B. H., & Storelvmo, T. (2013). Aerosols and their relation to global climate and climate sensitivity. *Nature Education Knowledge*, 4(5), 7.
- Mylonaki, M., Giannakaki, E., Papayannis, A., Papanikolaou, C. A., Komppula, M., Nicolae, D., ... & Soupiona, O. (2021). Aerosol type classification analysis using EARLINET multiwavelength and depolarization lidar observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21(3), 2211-2227.
- O'Dowd, C. D., & De Leeuw, G. (2007). Marine aerosol production: a review of the current knowledge. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 365(1856), 1753-1774.
- Papanikolaou, C. A., Kokkalis, P., Soupiona, O., Solomos, S., Papayannis, A., Mylonaki, M., ... & Gidarakou, M. (2022). Australian Bushfires (2019–2020): Aerosol Optical Properties and Radiative Forcing. *Atmosphere*, 13(6), 867.
- Papanikolaou, C. A., Papayannis, A., Mylonaki, M., Foskinis, R., Kokkalis, P., Liakakou, E., ... & Anagnou, D. (2022). Vertical Profiling of Fresh Biomass Burning Aerosol Optical Properties over the Greek Urban City of Ioannina, during the PANACEA Winter Campaign. *Atmosphere*, 13(1), 94.

- Platt, C. M., Young, S. A., Carswell, A. I., Pal, S. R., McCormick, M. P., Winker, D. M., & Wooldridge, C. (1994). The experimental cloud lidar pilot study (ECLIPS) for cloud–radiation research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75(9), 1635-1654.
- Pöschl, U. (2005). Atmospheric aerosols: composition, transformation, climate and health effects. *Angewandte Chemie International Edition*, 44(46), 7520-7540.
- Prather, K. A., Hatch, C. D., & Grassian, V. H. (2008). Analysis of atmospheric aerosols. *Annual Review of Analytical Chemistry*, 1(1), 485.
- Ren-Jian, Z., Kin-Fai, H. O., & Zhen-Xing, S. (2012). The role of aerosol in climate change, the environment, and human health. *Atmospheric and oceanic science letters*, 5(2), 156-161.
- Rotstayn, L. D. (1999). Climate sensitivity of the CSIRO GCM: Effect of cloud modeling assumptions. *Journal of climate*, 12(2), 334-356.
- Schuster, G. L., Dubovik, O., & Holben, B. N. (2006). Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D7).
- Shukla, J., & Sud, Y. (1981). Effect of cloud-radiation feedback on the climate of a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(11), 2337-2353.
- Siebesma, A. P., Bony, S., Jakob, C., & Stevens, B. (Eds.). (2020). *Clouds and climate: Climate science's greatest challenge*. Cambridge University Press.
- Seinfeld, J. H., & Pandis, S. N. (2016). *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons.
- Wandinger, U. (2005). Introduction to lidar. In *Lidar* (pp. 1-18). Springer, New York, NY.
- Wang, Z., & Sassen, K. (2001). Cloud type and macrophysical property retrieval using multiple remote sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 40(10), 1665-1682.
- Weitkamp, C. (Ed.). (2006). *Lidar: range-resolved optical remote sensing of the atmosphere* (Vol. 102). Springer Science & Business.
- Willeke, K., & Whitby, K. T. (1975). Atmospheric aerosols: size distribution interpretation. *Journal of the Air Pollution Control Association*, 25(5), 529-534.

Xin, J., Wang, S., Wang, Y., Yuan, J., Zhang, W., & Sun, Y. (2005). Optical properties and size distribution of dust aerosols over the Tengger Desert in Northern China. *Atmospheric Environment*, 39(32), 5971-5978.

Yorks, J. E., Hlavka, D. L., Hart, W. D., & McGill, M. J. (2011). Statistics of cloud optical properties from airborne lidar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(7), 869-883.

Zhan, Y., Yi, F., Liu, F., Zhang, Y., Yu, C., & Zhou, J. (2021). Convective boundary layer clouds as observed with ground-based lidar at a mid-latitude plain site. *Remote Sensing*, 13(7), 1281.

Κατσαράδος, Π., & Μαυροματίδης, Η. (2016). Εισαγωγή στη φυσική της ατμόσφαιρας και την κλιματική αλλαγή.

Κόκκαλης, Π. Ν. (2014). Μελέτη τροποσφαιρικών αερολυμάτων με επίγειες και δορυφορικές τεχνικές-ανάλυση μετρήσεων και στατιστική επεξεργασία.

Λαζαρίδης, Μ. (2005). Ατμοσφαιρική ρύπανση με στοιχεία μετεωρολογίας. *Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη*.

Μελάς, Δ., Μπάης, Α., & Μπαλής, Δ. (2016). Ατμοσφαιρική τεχνολογία.

Παπαγιάννης Α., “Εφαρμογές των Lasers στη Βιοιατρική και το Περιβάλλον”, Εκδόσεις ΕΜΠ, 2020.

Παπαγιάννης, Α. 2014. “Φυσική Περιβάλλοντος.” ΕΜΠ.

Παρχαρίδης, Ι. (2016). Αρχές δορυφορικής τηλεπισκόπησης. *Εκδόσεις Κάλλιπος*.

Χαλδούπης, Χ. (2015). Εισαγωγή στην ατμοσφαιρική φυσική. *Εκδόσεις Κάλλιπος*.

https://en.wikipedia.org/wiki/Lidar?fbclid=IwAR2QvMNb2z8bThRqawrBKme1Lxi5OO_vUnuPgavtBYQmFrRB4KD_WiXW9Dg

<https://education.nationalgeographic.org/resource/cloud>

<https://www.pnnl.gov/atmospheric-aerosols>

<https://www.nasa.gov/centers/langley/news/factsheets/Aerosols.html>

<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

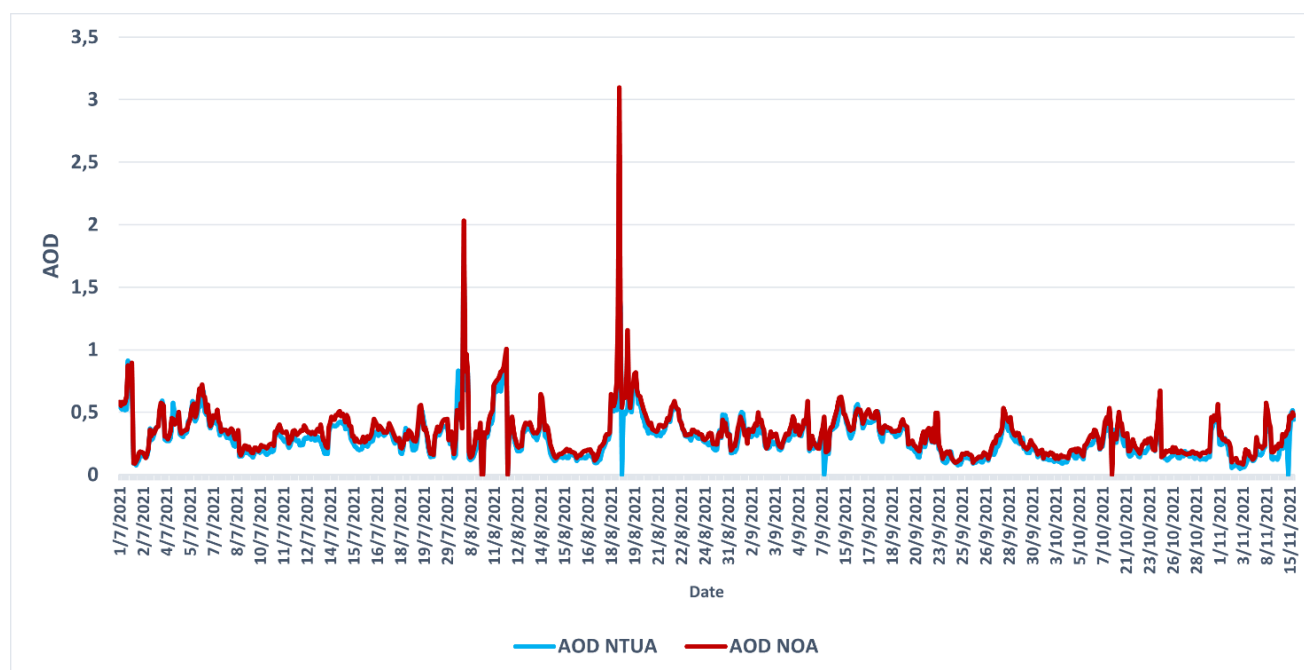
<https://www.arl.noaa.gov/hysplit/>

Παράρτημα Α΄

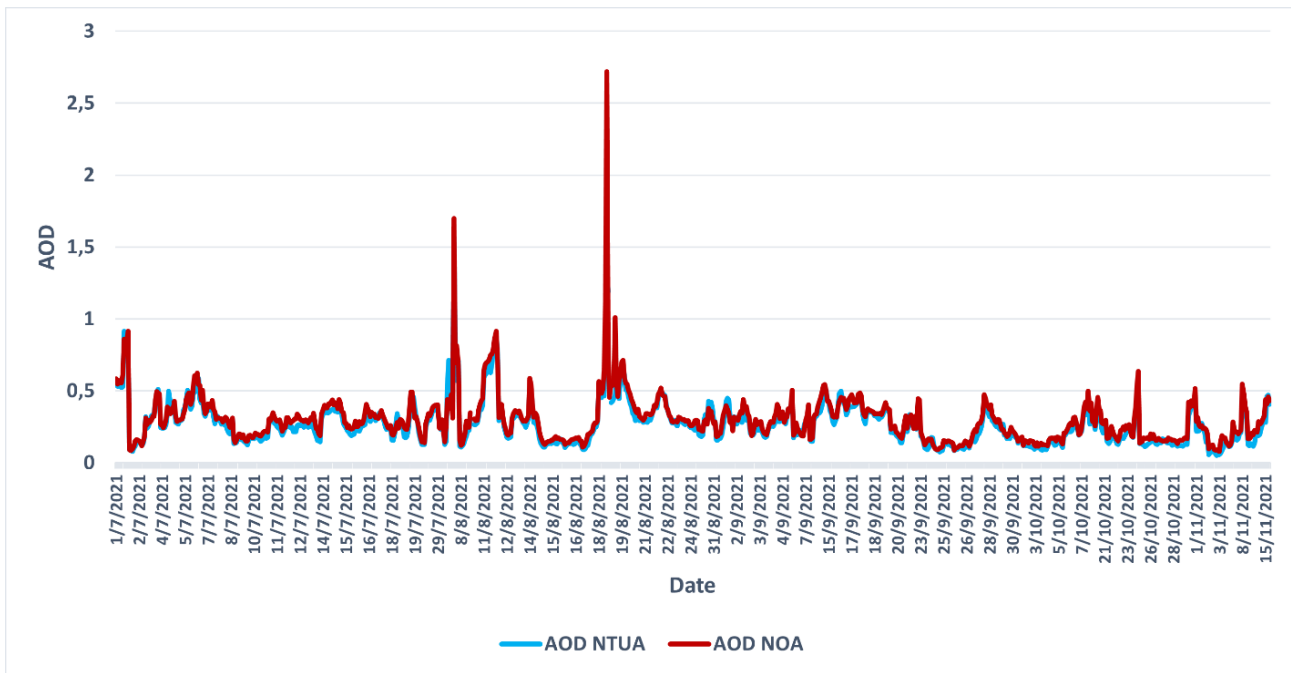
Χρονικές διακυμάνσεις του AOD

Στο πλαίσιο του πρώτου μέρους της παρούσας Διπλωματική Εργασίας, καταγράφηκαν και συγκρίθηκαν οι κοινές ημερομηνίες λειτουργίας των ηλιακών φωτόμετρων CIMEL, του σταθμού NTUA (National Technical University of Athens) και του σταθμού NOA (National Observatory of Athens). Συνολικά βρέθηκαν 90 κοινές ημέρες λειτουργίας των δύο οργάνων, για τους μήνες Ιούλιο-Νοέμβριο 2021.

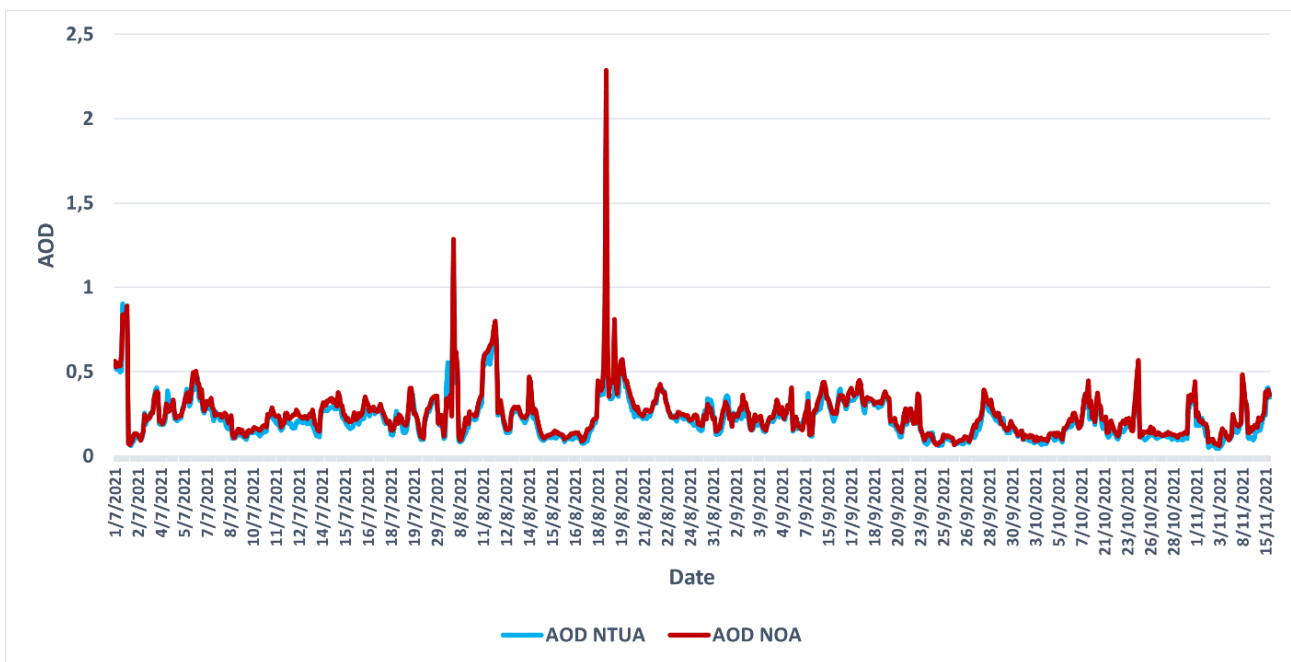
Στις παρακάτω εικόνες (Εικόνες A1 έως A8) παρουσιάζονται οι χρονικές διακυμάνσεις (timeseries) του οπτικού πάχους (AOD) για όλες τις ημέρες και για κάθε μήκος κύματος ξεχωριστά, όπως καταγράφηκαν από το ηλιακό φωτόμετρο CIMEL.



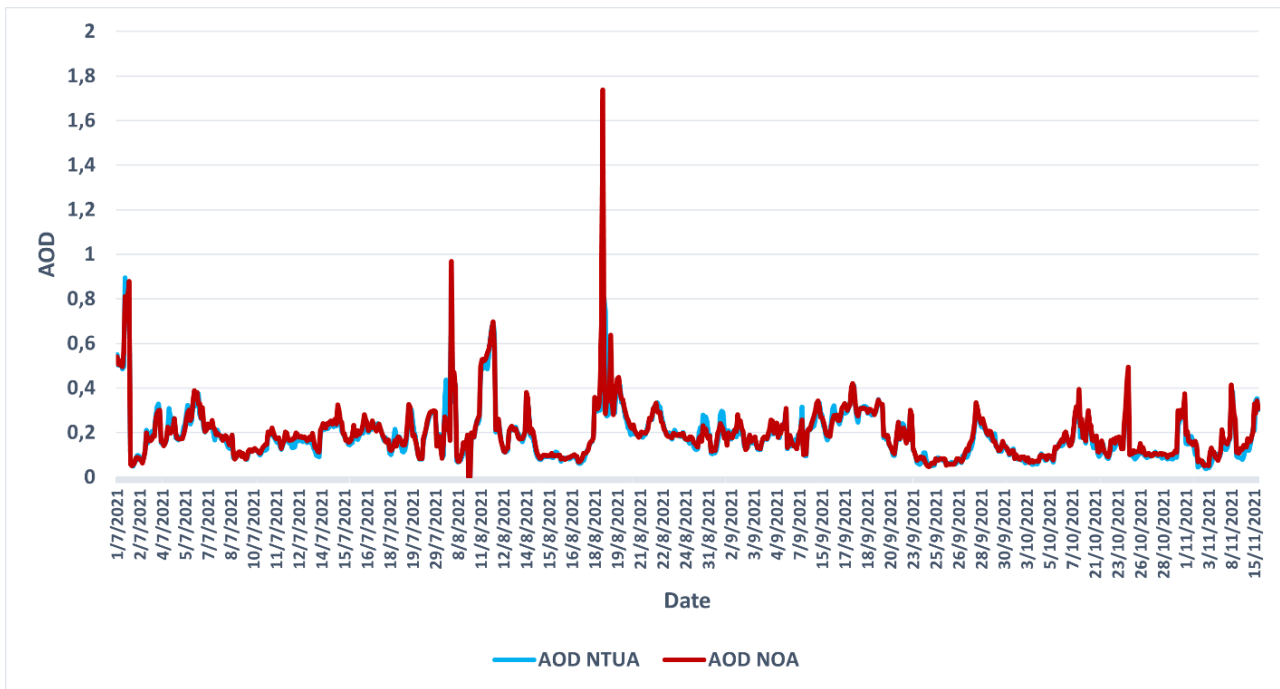
Εικόνα Α. 1: Χρονική διακύμανση του AOD των σταθμών NTUA (κόκκινη γραμμή) και NOA (μπλε γραμμή), για όλες τις ημέρες, σε μήκος κύματος 340 nm.



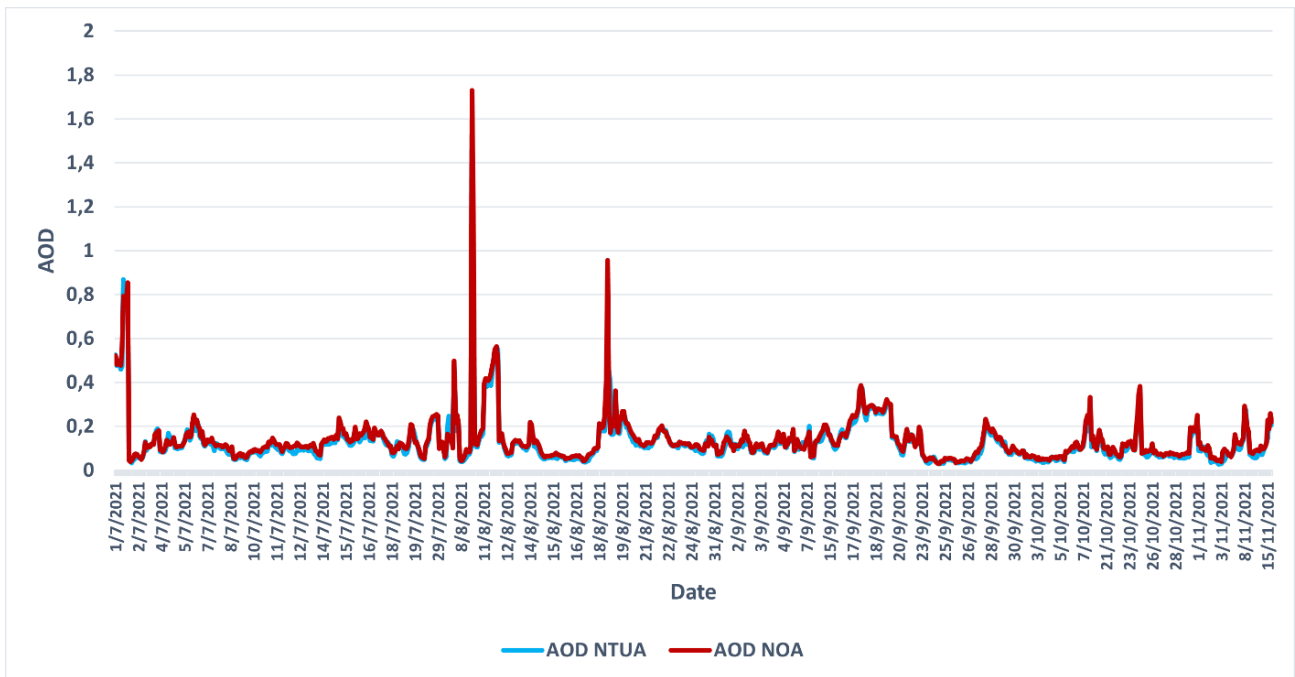
Εικόνα Α. 2: Χρονική διακύμανση του AOD των σταθμών NTUA (κόκκινη γραμμή) και NOA (μπλε γραμμή), για όλες τις ημέρες, σε μήκος κύματος 380 nm.



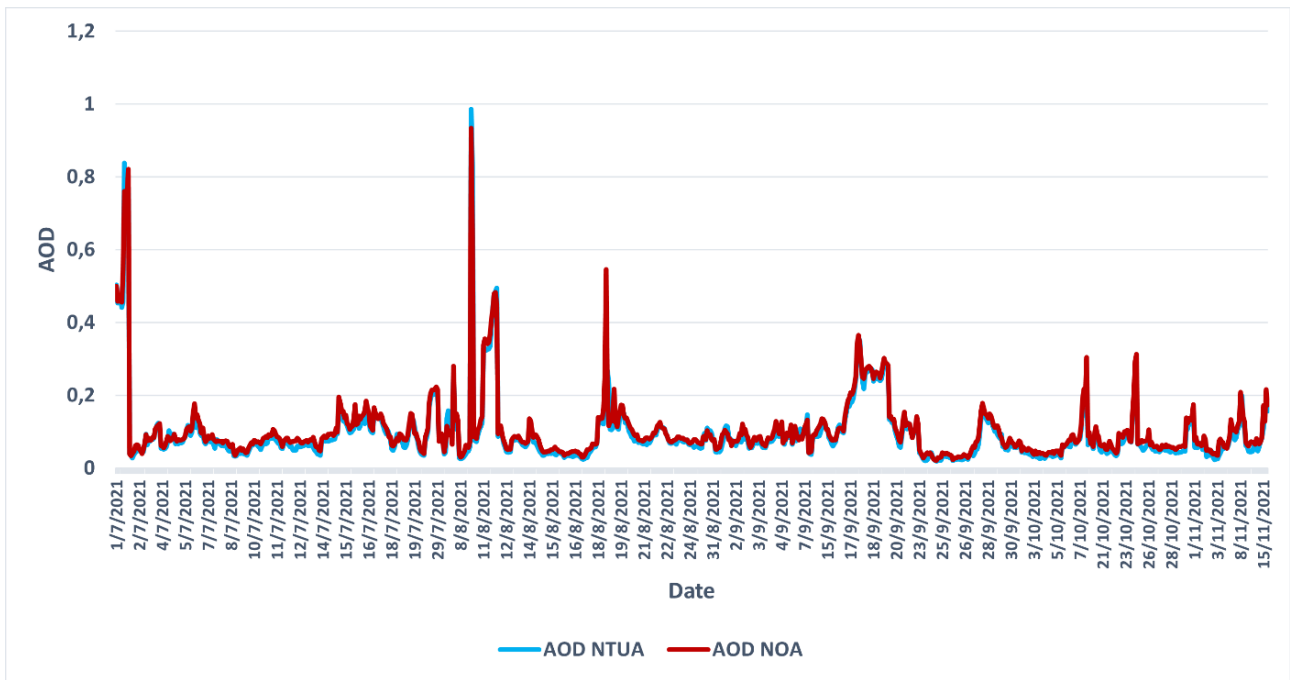
Εικόνα Α. 3: Χρονική διακύμανση του AOD των σταθμών NTUA (κόκκινη γραμμή) και NOA (μπλε γραμμή), για όλες τις ημέρες, σε μήκος κύματος 440 nm.



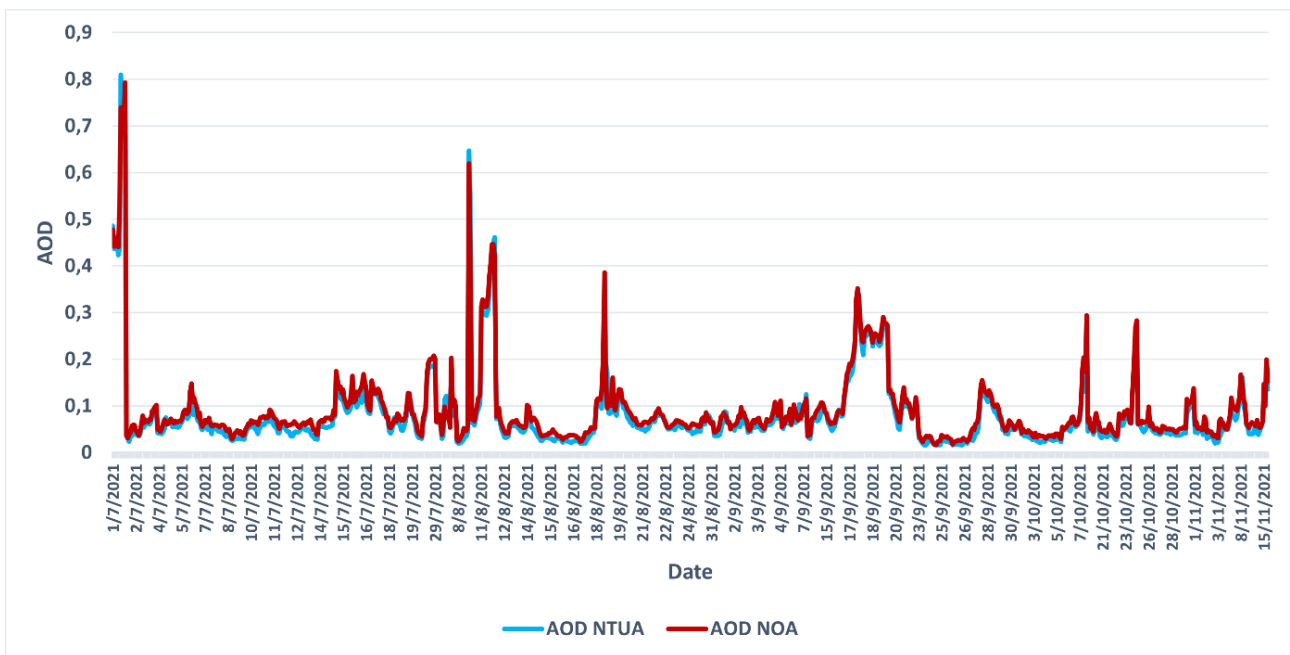
Εικόνα Α. 4: Χρονική διακύμανση του AOD των σταθμών NTUA (κόκκινη γραμμή) και NOA (μπλε γραμμή), για όλες τις ημέρες, σε μήκος κύματος 500 nm.



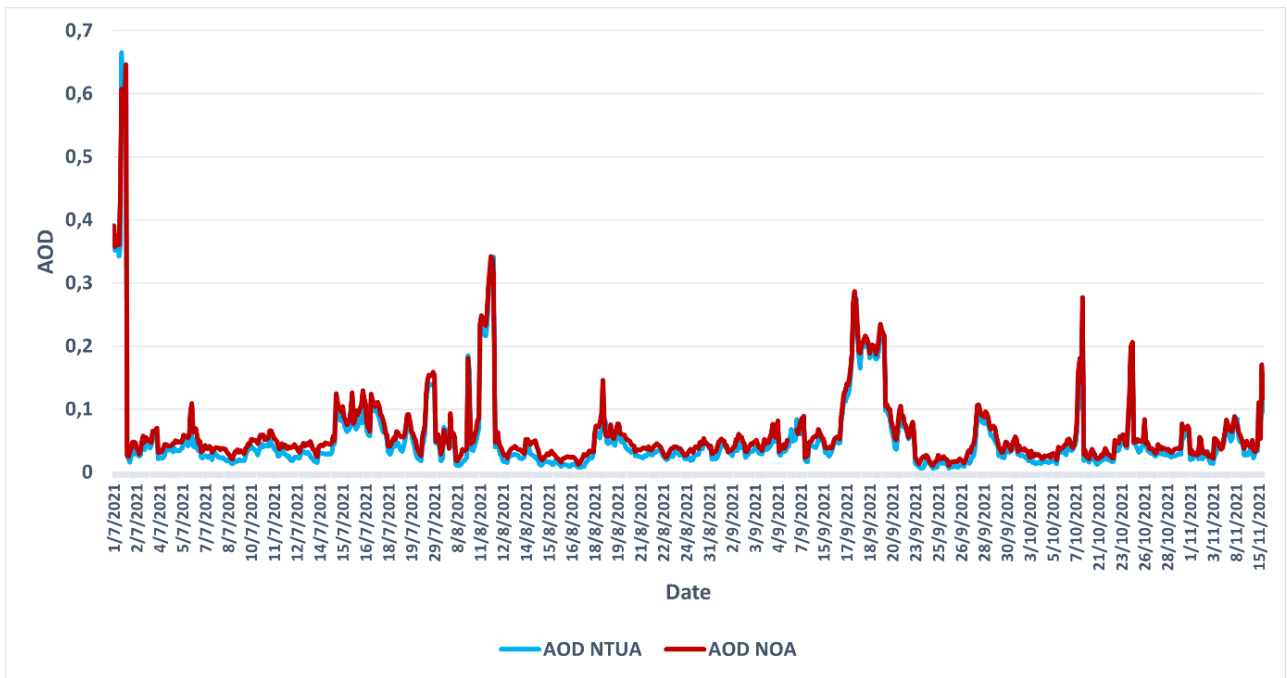
Εικόνα Α. 5: Χρονική διακύμανση του AOD των σταθμών NTUA (κόκκινη γραμμή) και NOA (μπλε γραμμή), για όλες τις ημέρες, σε μήκος κύματος 675 nm.



Εικόνα Α. 6: Χρονική διακύμανση του AOD των σταθμών NTUA (κόκκινη γραμμή) και NOA (μπλε γραμμή), για όλες τις ημέρες, σε μήκος κύματος 870 nm.



Εικόνα Α. 7: Χρονική διακύμανση του AOD των σταθμών NTUA (κόκκινη γραμμή) και NOA (μπλε γραμμή), για όλες τις ημέρες, σε μήκος κύματος 1020 nm.



Εικόνα Α. 8: Χρονική διακύμανση του AOD των σταθμών NTUA (κόκκινη γραμμή) και NOA (μπλε γραμμή), για όλες τις ημέρες, σε μήκος κύματος 1640 nm.

Παράρτημα Β'

Τύποι νεφών

Χαμηλά Νέφη (0-3 km)



Εικόνα Β. 1: Νέφη Στρώματα (cloud Stratus) (Rogerson, 2020).



Εικόνα Β. 2: Νέφη Σωρείτες (cloud Cumulus) (Πηγή: <https://whatsthiscloud.com/cloud-types/cumulus/>).



Εικόνα Β. 3: Νέφη Στρωματοσωρείτες (cloud Stratocumulus) (Πηγή: <https://whatsthiscloud.com/cloud-types/stratocumulus/>).



Εικόνα Β. 4: Νέφη Στρωματομελανίες (cloud Nimbostratus) (Χαλδούπης, 2015).

Μεσαία Νέφη (2-8 km)



Εικόνα Β. 5: Νέφη Υψισωρείτες (cloud Altocumulus) (Πηγή: https://en.wikipedia.org/wiki/Altocumulus_cloud).



Εικόνα Β. 6: Νέφη Υψιστρώματα (cloud Altostratus) (Παπαγιάννης, 2020).

Υψηλά Νέφη (5-12 km)



Εικόνα Β. 7: Νέφη Θύσσανοι (cloud Cirrus) (Πηγή: <https://www.metoffice.gov.uk/weather/learn-about/weather/types-of-weather/clouds/high-clouds/cirrus>).



Εικόνα Β. 8: Νέφη Θυσσανοσωρείτες (cloud Cirrocumulus) (Κατσαφάδος, 2015).



Εικόνα Β. 9: Νέφη Θυσσανοστρώματα (cloud Cirrostratus) (Παπαγιάννης, 2020).



Εικόνα Β. 10: Νέφη Σωρειτομελανίες (cloud cumulonimbus) (Πηγή: <https://community.windy.com/topic/7946/cumulonimbus-the-biggest-beast-it-the-sky>).

ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΕΙΚΟΝΩΝ

ΜΕΡΟΣ Ι

ΕΙΚΟΝΑ Ι.1. 1: ΕΙΚΟΝΕΣ ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΚΟΥ ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΟΥ (ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ), ΑΠΕΙΚΟΝΙΖΟΥΝ ΤΗΝ ΕΥΡΕΙΑ ΠΟΙΚΙΛΙΑ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ. ΑΠΟ ΑΡΙΣΤΕΡΑ ΠΡΟΣ ΤΑ ΔΕΞΙΑ: ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗ ΤΕΦΡΑ, ΓΥΡΙ, ΘΑΛΑΣΣΙΝΟ ΑΛΑΤΙ ΚΑΙ ΑΙΘΑΛΗ (ΜΑΥΡΟΣ ΑΝΘΡΑΚΑΣ) (ΠΗΓΗ: HTTPS://EARTH OBSERVATORY.NASA.GOV/FEATURES/AEROSOLS).	13
ΕΙΚΟΝΑ Ι.1. 2: ΣΧΗΜΑΤΙΚΗ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΠΗΓΩΝ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ (ΠΑΠΑΓΙΑΝΝΗΣ, 2020)..	15
ΕΙΚΟΝΑ Ι.1. 3: ΕΚΠΟΜΠΕΣ ΑΕΡΙΩΝ ΡΥΠΩΝ ΣΕ ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ (ΠΗΓΗ: HTTPS://WWW.FRONTIERSIN.ORG/RESEARCH-TOPICS/16548/CLIMATE-CHANGE-AEROSOL-POLLUTION-AND-PUBLIC-HEALTH-RISK-IN-AN-URBAN-CONTEXT).....	16
ΕΙΚΟΝΑ Ι.1. 4: ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΕΚΤΑΣΗ ΑΠΟ ΟΠΟΥ ΜΕΤΑΦΕΡΟΝΤΑΙ ΣΤΑΓΟΝΙΔΙΑ ΝΕΡΟΥ ΜΕ ΠΑΡΟΥΣΙΑ ΔΙΑΦΟΡΩΝ ΑΛΑΤΩΝ, ΥΠΟ ΤΗΝ ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ (MANNING, 2015).	16
ΕΙΚΟΝΑ Ι.1. 5: ΈΝΤΟΝΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΑΦΡΙΚΑΝΙΚΗΣ ΣΚΟΝΗΣ ΣΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ (ΠΗΓΗ: HTTPS://EARTH OBSERVATORY.NASA.GOV/IMAGES/85218/SAHARAN-DUST-OVER-THE-MEDITERRANEAN-SEA).....	17
ΕΙΚΟΝΑ Ι.1. 6: Η ΕΚΡΗΞΗ ΤΟΥ ΡΙΝΑΤΥΒΟ ΣΤΙΣ ΦΙΛΙΠΠΙΝΕΣ ΤΟ 1991 (ROSENBERG, 2019).	18
ΕΙΚΟΝΑ Ι.2. 1: ΟΙ ΣΤΑΘΜΟΙ ΤΟΥ ΠΑΓΚΟΣΜΙΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ ΑΕΡΟΝΕΤ (ΠΗΓΗ: HTTPS://AERONET.GSFC.NASA.GOV/NEW_WEB/AEROSOLS.HTML).	22
ΕΙΚΟΝΑ Ι.2. 2: ΑΡΙΣΤΕΡΗ ΕΙΚΟΝΑ: ΗΛΙΑΚΟ ΦΩΤΟΜΕΤΡΟ CIMEL ΕΓΚΑΤΕΣΤΗΜΕΝΟ ΣΤΟ ΕΘΝΙΚΟ ΑΣΤΕΡΟΣΚΟΠΕΙΟ ΑΘΗΝΩΝ (ΠΗΓΗ: HTTPS://REACT.SPACE.NOA.GR/COMPONENT/CONTENT/ARTICLE/40-EQUIPMENT/148-CIMEL-SUNPHOTOMETER-5.HTML?ITEMID=101). ΔΕΞΙΑ ΕΙΚΟΝΑ: ΗΛΙΑΚΟ ΦΩΤΟΜΕΤΡΟ CIMEL ΕΓΚΑΤΕΣΤΗΜΕΝΟ ΣΤΟ ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΕΩΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ.	25
ΕΙΚΟΝΑ Ι.2. 3: ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΟΠΙΣΘΟΤΡΟΧΙΑΣ (BACKWARD TRAJECTORY) ΤΩΝ ΑΕΡΙΩΝ ΜΑΖΩΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑΣ 120 ΩΡΩΝ, ΠΟΥ ΦΤΑΝΟΥΝ ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ ΣΕ ΥΨΟΜΕΤΡΟ 1 ΚΜ, ΣΤΙΣ 1 ΙΟΥΛΙΟΥ 2021 (4:00-9:00 ΚΑΙ 13:00-16:00) ΟΠΩΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΘΗΚΕ ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΡΟΧΙΑΣ HYSPLIT.	26
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 1: ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ AOD ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ ΚΑΙ ΝΟΑ, ΚΑΤΑ ΤΟΝ ΙΟΥΛΙΟ 2021, ΣΤΑ ΜΗΚΗ ΚΥΜΑΤΟΣ Α) 340 NM, Β) 380 NM, Γ) 440 NM, Δ) 500 NM, Ε) 675 NM, ΣΤ) 870 NM, Ζ) 1020 NM ΚΑΙ Η) 1640 NM. 30	
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 2: ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ AOD ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ ΚΑΙ ΝΟΑ, ΚΑΤΑ ΤΟΝ ΑΥΓΟΥΣΤΟ 2021, ΣΤΑ ΜΗΚΗ ΚΥΜΑΤΟΣ Α) 340 NM, Β) 380 NM, Γ) 440 NM, Δ) 500 NM, Ε) 675 NM, ΣΤ) 870 NM, Ζ) 1020 NM ΚΑΙ Η) 1640 NM. 32	
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 3: ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ AOD ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ ΚΑΙ ΝΟΑ, ΚΑΤΑ ΤΟΝ ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟ 2021, ΣΤΑ ΜΗΚΗ ΚΥΜΑΤΟΣ Α) 340 NM, Β) 380 NM, Γ) 440 NM, Δ) 500 NM, Ε) 675 NM, ΣΤ) 870 NM, Ζ) 1020 NM ΚΑΙ Η) 1640 NM. 33	
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 4: ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ AOD ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ ΚΑΙ ΝΟΑ, ΚΑΤΑ ΤΟΝ ΟΚΤΩΒΡΙΟ 2021, ΣΤΑ ΜΗΚΗ ΚΥΜΑΤΟΣ Α) 340 NM, Β) 380 NM, Γ) 440 NM, Δ) 500 NM, Ε) 675 NM, ΣΤ) 870 NM, Ζ) 1020 NM ΚΑΙ Η) 1640 NM. 34	
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 5: ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ AOD ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ ΚΑΙ ΝΟΑ, ΚΑΤΑ ΤΟΝ ΝΟΕΜΒΡΙΟ 2021, ΣΤΑ ΜΗΚΗ ΚΥΜΑΤΟΣ Α) 340 NM, Β) 380 NM, Γ) 440 NM, Δ) 500 NM, Ε) 675 NM, ΣΤ) 870 NM, Ζ) 1020 NM ΚΑΙ Η) 1640 NM. 36	
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 6: ΟΠΤΙΚΟ ΒΑΘΟΣ ΣΚΟΝΗΣ ΣΤΑ 550 NM, ΠΟΥ ΜΕΤΑΦΕΡΘΗΚΕ ΑΠΟ ΤΗ ΣΑΧΑΡΑ ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΣΤΙΣ Α) 6 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021, 00:00, Β) 11 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021, 9:00 ΚΑΙ Γ) 18 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021, 3:00.....	37
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 7: ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ AOD ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ ΚΑΙ ΝΟΑ, ΜΕΤΑ ΑΠΟ ΑΦΑΙΡΕΣΗ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΣΚΟΝΗΣ, ΚΑΤΑ ΤΟΝ ΑΥΓΟΥΣΤΟ 2021, ΣΤΑ ΜΗΚΗ ΚΥΜΑΤΟΣ Α) 340 NM, Β) 380 NM, Γ) 440 NM ΚΑΙ Δ) 500 NM.	38
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 8: ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ AOD ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ ΚΑΙ ΝΟΑ, ΣΥΝΟΛΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗ ΧΡΟΝΙΚΗ ΠΕΡΙΟΔΟ ΙΟΥΝΙΟΣ-ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 2021, ΣΤΑ ΜΗΚΗ ΚΥΜΑΤΟΣ Α) 340NM, Β) 380NM, Γ) 440NM, Δ) 500NM, Ε) 675NM, ΣΤ) 870NM, Ζ) 1020NM ΚΑΙ Η) 1640NM.	39
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 9: ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗΣ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ AOD, ΓΙΑ ΤΟΥΣ ΣΤΑΘΜΟΥΣ ΝΤΥΑ ΚΑΙ ΝΟΑ Α) ΟΛΩΝ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΚΑΙ Β) ΜΕΤΑ ΑΠΟ ΑΦΑΙΡΕΣΗ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΕΡΗΜΙΚΗΣ ΣΚΟΝΗΣ.....	40
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 10: ΑΝΑΛΥΣΗ ΟΠΙΣΘΟΤΡΟΧΙΩΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑΣ 120 ΩΡΩΝ, ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ HYSPLIT, ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΠΟΥ ΑΝΙΧΝΕΥΟΝΤΑΙ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΘΗΝΑ ΣΤΙΣ 7 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021 (7:00, 9:00 ΚΑΙ 14:00-16:00), ΣΕ ΥΨΟΜΕΤΡΟ Ι) 1 ΚΜ, ΙΙ) 2 ΚΜ ΚΑΙ ΙΙΙ) 3 ΚΜ, ΣΕ ΠΕΡΙΟΧΕΣ Α) ΤΗΣ ΕΥΡΩΠΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΑΦΡΙΚΗΣ ΚΑΙ Β) ΤΗΣ ΕΥΡΩΠΗΣ, ΤΗΣ ΑΦΡΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΑΜΕΡΙΚΗΣ. ΟΙ ΚΟΚΚΙΝΕΣ ΚΟΥΚΙΔΕΣ ΑΝΤΙΠΡΟΣΩΠΕΥΟΥΝ ΕΝΕΡΓΕΣ ΕΣΤΙΕΣ ΠΥΡΚΑΓΙΩΝ ΠΟΥ ΑΝΑΚΤΗΘΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ MODIS (ΕΠΙΠΕΔΟ ΕΜΠΙΣΤΟΣΥΝΗΣ > 80%).	41

ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 11: ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ, ΟΠΩΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ ΦΩΤΟΜΕΤΡΟ CIMEL ΣΤΙΣ 7 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021 ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ Α) ΤΗΣ ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΛΕΠΤΩΝ ΚΑΙ ΧΟΝΔΡΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΤΑ 500 NM ΚΑΙ Β) ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ÅNGSTRÖM (ΕΝΔΕΙΚΤΙΚΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ), ΣΤΑ 440-870 NM, 380-500 NM, 440-675 NM, 500-870 NM, 340-440 NM.	42
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 12: ΑΝΑΛΥΣΗ ΟΠΙΣΘΟΤΡΟΧΙΩΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑΣ 120 ΩΡΩΝ, ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ HYSPLIT, ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΠΟΥ ΑΝΙΧΝΕΥΟΝΤΑΙ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΘΗΝΑ ΣΤΙΣ 8 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021 (15:00 ΚΑΙ 16:00), ΣΕ ΥΨΟΜΕΤΡΟ Ι) 1 ΚΜ, ΙΙ) 2 ΚΜ ΚΑΙ ΙΙΙ) 3 ΚΜ, ΣΕ ΠΕΡΙΟΧΕΣ Α) ΤΗΣ ΕΥΡΩΠΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΑΦΡΙΚΗΣ ΚΑΙ Β) ΤΗΣ ΕΥΡΩΠΗΣ, ΤΗΣ ΑΦΡΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΑΜΕΡΙΚΗΣ. ΟΙ ΚΟΚΚΙΝΕΣ ΚΟΥΚΙΔΕΣ ΑΝΤΙΠΡΟΣΩΠΕΥΟΥΝ ΕΝΕΡΓΕΣ ΕΣΤΙΕΣ ΠΥΡΚΑΓΙΩΝ ΠΟΥ ΑΝΑΚΤΗΘΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ MODIS (ΕΠΙΠΕΔΟ ΕΜΠΙΣΤΟΣΥΝΗΣ > 80%).	43
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 13: ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ, ΟΠΩΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ ΦΩΤΟΜΕΤΡΟ CIMEL ΣΤΙΣ 8 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021 ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ Α) ΤΗΣ ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΛΕΠΤΩΝ ΚΑΙ ΧΟΝΔΡΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΤΑ 500 NM ΚΑΙ Β) ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ÅNGSTRÖM (ΕΝΔΕΙΚΤΙΚΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ), ΣΤΑ 440-870 NM, 380-500 NM, 440-675 NM, 500-870 NM, 340-440 NM.	44
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 14: ΑΝΑΛΥΣΗ ΟΠΙΣΘΟΤΡΟΧΙΩΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑΣ 120 ΩΡΩΝ, ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ HYSPLIT, ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΠΟΥ ΑΝΙΧΝΕΥΟΝΤΑΙ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΘΗΝΑ ΣΤΙΣ 11 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021 (4:00-12:00), ΣΕ ΥΨΟΜΕΤΡΟ Α) 1 ΚΜ, Β) 2 ΚΜ ΚΑΙ Γ) 3 ΚΜ. ΟΙ ΚΟΚΚΙΝΕΣ ΚΟΥΚΙΔΕΣ ΑΝΤΙΠΡΟΣΩΠΕΥΟΥΝ ΕΝΕΡΓΕΣ ΕΣΤΙΕΣ ΠΥΡΚΑΓΙΩΝ ΠΟΥ ΑΝΑΚΤΗΘΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ MODIS (ΕΠΙΠΕΔΟ ΕΜΠΙΣΤΟΣΥΝΗΣ > 80%).	44
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 15: ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ, ΟΠΩΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ ΦΩΤΟΜΕΤΡΟ CIMEL ΣΤΙΣ 11 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021 ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ Α) ΤΗΣ ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΛΕΠΤΩΝ ΚΑΙ ΧΟΝΔΡΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΤΑ 500 NM ΚΑΙ Β) ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ÅNGSTRÖM (ΕΝΔΕΙΚΤΙΚΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ), ΣΤΑ 440-870 NM, 380-500 NM, 440-675 NM, 500-870 NM, 340-440 NM.	45
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 16: ΑΝΑΛΥΣΗ ΟΠΙΣΘΟΤΡΟΧΙΩΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑΣ 120 ΩΡΩΝ, ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ HYSPLIT, ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΠΟΥ ΑΝΙΧΝΕΥΟΝΤΑΙ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΘΗΝΑ ΣΤΙΣ 18 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021 (4:00-8:00, 12:00 ΚΑΙ 16:00), ΣΕ ΥΨΟΜΕΤΡΟ Α) 1 ΚΜ, Β) 2 ΚΜ ΚΑΙ Γ) 3 ΚΜ. ΟΙ ΚΟΚΚΙΝΕΣ ΚΟΥΚΙΔΕΣ ΑΝΤΙΠΡΟΣΩΠΕΥΟΥΝ ΕΝΕΡΓΕΣ ΕΣΤΙΕΣ ΠΥΡΚΑΓΙΩΝ ΠΟΥ ΑΝΑΚΤΗΘΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ MODIS (ΕΠΙΠΕΔΟ ΕΜΠΙΣΤΟΣΥΝΗΣ > 80%).	45
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 17: ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ, ΟΠΩΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ ΦΩΤΟΜΕΤΡΟ CIMEL ΣΤΙΣ 18 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021 ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ Α) ΤΗΣ ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΛΕΠΤΩΝ ΚΑΙ ΧΟΝΔΡΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΤΑ 500 NM ΚΑΙ Β) ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ÅNGSTRÖM (ΕΝΔΕΙΚΤΙΚΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ), ΣΤΑ 440-870 NM, 380-500 NM, 440-675 NM, 500-870 NM, 340-440 NM.	46
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 18: ΑΝΑΛΥΣΗ ΟΠΙΣΘΟΤΡΟΧΙΩΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑΣ 120 ΩΡΩΝ, ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ HYSPLIT, ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΠΟΥ ΑΝΙΧΝΕΥΟΝΤΑΙ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΘΗΝΑ ΣΤΙΣ 19 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021 (4:00-6:00 ΚΑΙ 9:00-13:00), ΣΕ ΥΨΟΜΕΤΡΟ Α) 1 ΚΜ, Β) 2 ΚΜ ΚΑΙ Γ) 3 ΚΜ. ΟΙ ΚΟΚΚΙΝΕΣ ΚΟΥΚΙΔΕΣ ΑΝΤΙΠΡΟΣΩΠΕΥΟΥΝ ΕΝΕΡΓΕΣ ΕΣΤΙΕΣ ΠΥΡΚΑΓΙΩΝ ΠΟΥ ΑΝΑΚΤΗΘΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ MODIS (ΕΠΙΠΕΔΟ ΕΜΠΙΣΤΟΣΥΝΗΣ > 80%).	47
ΕΙΚΟΝΑ Ι.3. 19: ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ, ΟΠΩΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ ΦΩΤΟΜΕΤΡΟ CIMEL ΣΤΙΣ 19 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2021 ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ Α) ΤΗΣ ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΛΕΠΤΩΝ ΚΑΙ ΧΟΝΔΡΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΤΑ 500 NM ΚΑΙ Β) ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ÅNGSTRÖM (ΕΝΔΕΙΚΤΙΚΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ), ΣΤΑ 440-870 NM, 380-500 NM, 440-675 NM, 500-870 NM, 340-440 NM.	47

ΜΕΡΟΣ ΙΙ

ΕΙΚΟΝΑ ΙΙ.2. 1: ΑΡΧΗ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ LIDAR (WEITKAMP, 2006).	55
ΕΙΚΟΝΑ ΙΙ.2. 2: ΤΥΠΙΚΗ ΔΙΑΤΑΞΗ LIDAR (SIVAKUMAR, ET AL. 2019).	56
ΕΙΚΟΝΑ ΙΙ.2. 3: ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ ΤΗΣ ΔΙΑΤΑΞΗΣ LIDAR (WEITKAMP, 2006).	58
ΕΙΚΟΝΑ ΙΙ.3. 1: Η ΔΙΑΤΑΞΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ LIDAR EOLE ΤΟΥ ΕΜΠ.	62
ΕΙΚΟΝΑ ΙΙ.3. 2: Η ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ (FLOWCHART) ΣΤΟΥΣ ΜΕΛΕΤΗΣ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ ΣΤΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΣΤΟΥΣ ΠΑΡΟΥΣΑΣ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ.	64
ΕΙΚΟΝΑ ΙΙ.3. 3: ΑΡΙΣΤΕΡΟ ΓΡΑΦΗΜΑ: ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΔΙΟΡΘΩΜΕΝΟΥ ΣΗΜΑΤΟΣ LIDAR ΚΑΙ ΤΗΣ ΒΑΘΜΙΔΑΣ ΤΟΥ, ΠΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΘΗΚΕ ΣΤΙΣ 30 ΜΑΪΟΥ 2017. ΔΕΞΙΑ ΓΡΑΦΗΜΑ: ΧΩΡΟ-ΧΡΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΟΥ ΔΙΟΡΘΩΜΕΝΟΥ ΣΗΜΑΤΟΣ LIDAR ΠΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΘΗΚΕ ΣΤΙΣ 30 ΜΑΪΟΥ 2017.	65
ΕΙΚΟΝΑ ΙΙ.4. 1: ΜΗΝΙΑΙΑ ΕΜΦΑΝΙΣΗ ΝΕΦΩΝ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΙΣ 464 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ LIDAR ΑΠΟ ΤΟ 2014 ΕΩΣ 2019 ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ. Η ΜΠΛΕ ΜΠΑΡΑ ΑΝΑΠΑΡΙΣΤΑ ΤΙΣ ΣΥΝΟΛΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΠΟΥ ΠΡΑΓΜΑΤΟΠΟΙΗΣΕ ΤΟ LIDAR, ΕΝΩ Η ΓΑΛΑΖΙΑ ΤΙΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΜΕ ΝΕΦΗ.	66

ΕΙΚΟΝΑ Π.4. 2: ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ Α) ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΒΑΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ, Β) ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ, Γ) ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ ΚΑΙ Δ) ΤΟΥ ΠΑΧΟΥΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ, ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗΣ.....	67
ΕΙΚΟΝΑ Π.4. 3: ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΒΑΣΗΣ (BASE) ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ Α) ΤΗΝ ΑΝΟΙΞΗ, Β) ΤΟ ΚΑΛΟΚΑΙΡΙ, Γ) ΤΟ ΦΘΙΝΟΠΩΡΟ ΚΑΙ Δ) ΤΟΝ ΧΕΙΜΩΝΑ.	68
ΕΙΚΟΝΑ Π.4. 4: ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΚΟΡΥΦΗΣ (PEAK) ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ Α) ΤΗΝ ΑΝΟΙΞΗ, Β) ΤΟ ΚΑΛΟΚΑΙΡΙ, Γ) ΤΟ ΦΘΙΝΟΠΩΡΟ ΚΑΙ Δ) ΤΟΝ ΧΕΙΜΩΝΑ.	69
ΕΙΚΟΝΑ Π.4. 5: ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ (TOP) ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ Α) ΤΗΝ ΑΝΟΙΞΗ, Β) ΤΟ ΚΑΛΟΚΑΙΡΙ, Γ) ΤΟ ΦΘΙΝΟΠΩΡΟ ΚΑΙ Δ) ΤΟΝ ΧΕΙΜΩΝΑ.	70
ΕΙΚΟΝΑ Π.4. 6: ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΠΑΧΟΥΣ (THICKNESS) ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ Α) ΤΗΝ ΑΝΟΙΞΗ, Β) ΤΟ ΚΑΛΟΚΑΙΡΙ, Γ) ΤΟ ΦΘΙΝΟΠΩΡΟ ΚΑΙ Δ) ΤΟΝ ΧΕΙΜΩΝΑ.	71
ΕΙΚΟΝΑ Π.4. 7: ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΠΛΑΙΣΙΟΥ ΥΨΟΥΣ ΒΑΣΗΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΚΟΚΚΙΝΟ), ΥΨΟΥΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΓΑΛΑΖΙΟ), ΥΨΟΥΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΜΩΒ) ΚΑΙ ΠΑΧΟΥΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΚΙΤΡΙΝΟ) ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΔΟ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ.	71
ΕΙΚΟΝΑ Π.4. 8: ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΠΛΑΙΣΙΟΥ ΥΨΟΥΣ ΒΑΣΗΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΚΟΚΚΙΝΟ), ΥΨΟΥΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΓΑΛΑΖΙΟ), ΥΨΟΥΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΜΩΒ) ΚΑΙ ΠΑΧΟΥΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΚΙΤΡΙΝΟ) Α) ΤΗΝ ΑΝΟΙΞΗ, Β) ΤΟ ΚΑΛΟΚΑΙΡΙ, Γ) ΤΟ ΦΘΙΝΟΠΩΡΟ ΚΑΙ Δ) ΤΟΝ ΧΕΙΜΩΝΑ.	73
ΕΙΚΟΝΑ Π.4. 9: ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΠΛΑΙΣΙΟΥ ΥΨΟΥΣ ΒΑΣΗΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΚΟΚΚΙΝΟ), ΥΨΟΥΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΓΑΛΑΖΙΟ), ΥΨΟΥΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΜΩΒ) ΚΑΙ ΠΑΧΟΥΣ ΝΕΦΟΥΣ (ΚΙΤΡΙΝΟ) Α) ΤΟ 2014, Β) ΤΟ 2015, Γ) ΤΟ 2016, Δ) ΤΟ 2017, Ε) ΤΟ 2018 ΚΑΙ ΣΤ) ΤΟ 2019.	75

ΠΑΡΑΤΗΜΑ Α'

ΕΙΚΟΝΑ Α. 1: ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΑΟΔ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ (ΚΟΚΚΙΝΗ ΓΡΑΜΜΗ) ΚΑΙ ΝΟΑ (ΜΠΛΕ ΓΡΑΜΜΗ), ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΗΜΕΡΕΣ, ΣΕ ΜΗΚΟΣ ΚΥΜΑΤΟΣ 340 NM.	82
ΕΙΚΟΝΑ Α. 2: ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΑΟΔ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ (ΚΟΚΚΙΝΗ ΓΡΑΜΜΗ) ΚΑΙ ΝΟΑ (ΜΠΛΕ ΓΡΑΜΜΗ), ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΗΜΕΡΕΣ, ΣΕ ΜΗΚΟΣ ΚΥΜΑΤΟΣ 380 NM.	83
ΕΙΚΟΝΑ Α. 3: ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΑΟΔ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ (ΚΟΚΚΙΝΗ ΓΡΑΜΜΗ) ΚΑΙ ΝΟΑ (ΜΠΛΕ ΓΡΑΜΜΗ), ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΗΜΕΡΕΣ, ΣΕ ΜΗΚΟΣ ΚΥΜΑΤΟΣ 440 NM.	83
ΕΙΚΟΝΑ Α. 4: ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΑΟΔ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ (ΚΟΚΚΙΝΗ ΓΡΑΜΜΗ) ΚΑΙ ΝΟΑ (ΜΠΛΕ ΓΡΑΜΜΗ), ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΗΜΕΡΕΣ, ΣΕ ΜΗΚΟΣ ΚΥΜΑΤΟΣ 500 NM.	84
ΕΙΚΟΝΑ Α. 5: ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΑΟΔ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ (ΚΟΚΚΙΝΗ ΓΡΑΜΜΗ) ΚΑΙ ΝΟΑ (ΜΠΛΕ ΓΡΑΜΜΗ), ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΗΜΕΡΕΣ, ΣΕ ΜΗΚΟΣ ΚΥΜΑΤΟΣ 675 NM.	84
ΕΙΚΟΝΑ Α. 6: ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΑΟΔ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ (ΚΟΚΚΙΝΗ ΓΡΑΜΜΗ) ΚΑΙ ΝΟΑ (ΜΠΛΕ ΓΡΑΜΜΗ), ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΗΜΕΡΕΣ, ΣΕ ΜΗΚΟΣ ΚΥΜΑΤΟΣ 870 NM.	85
ΕΙΚΟΝΑ Α. 7: ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΑΟΔ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ (ΚΟΚΚΙΝΗ ΓΡΑΜΜΗ) ΚΑΙ ΝΟΑ (ΜΠΛΕ ΓΡΑΜΜΗ), ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΗΜΕΡΕΣ, ΣΕ ΜΗΚΟΣ ΚΥΜΑΤΟΣ 1020 NM.	85
ΕΙΚΟΝΑ Α. 8: ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΑΟΔ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΝΤΥΑ (ΚΟΚΚΙΝΗ ΓΡΑΜΜΗ) ΚΑΙ ΝΟΑ (ΜΠΛΕ ΓΡΑΜΜΗ), ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΗΜΕΡΕΣ, ΣΕ ΜΗΚΟΣ ΚΥΜΑΤΟΣ 1640 NM.	86

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β'

ΕΙΚΟΝΑ Β. 1: ΝΕΦΗ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (CLOUD STRATUS) (ROGERSON, 2020).....	87
ΕΙΚΟΝΑ Β. 2: ΝΕΦΗ ΣΩΡΕΙΤΕΣ (CLOUD CUMULUS) (ΠΗΓΗ: HTTPS://WHATSTHISCLOUD.COM/CLOUD-TYPES/CUMULUS/)....	87
ΕΙΚΟΝΑ Β. 3: ΝΕΦΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣΩΡΕΙΤΕΣ (CLOUD STRATOCUMULUS) (ΠΗΓΗ: HTTPS://WHATSTHISCLOUD.COM/CLOUD-TYPES/STRATOCUMULUS/).	88
ΕΙΚΟΝΑ Β. 4: ΝΕΦΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΜΕΛΑΝΙΕΣ (CLOUD NIMBOSTRATUS) (ΧΑΛΔΟΥΠΗΣ, 2015).....	88
ΕΙΚΟΝΑ Β. 5: ΝΕΦΗ ΥΨΙΣΩΡΕΙΤΕΣ (CLOUD ALTOCUMULUS) (ΠΗΓΗ: HTTPS://EN.WIKIPEDIA.ORG/WIKI/ALTOCUMULUS_CLOUD).	88
ΕΙΚΟΝΑ Β. 6: ΝΕΦΗ ΥΨΙΣΤΡΩΜΑΤΑ (CLOUD ALTOSTRATUS) (ΠΑΠΑΓΙΑΝΝΗΣ, 2020).	89
ΕΙΚΟΝΑ Β. 7: ΝΕΦΗ ΘΥΣΣΑΝΟΙ (CLOUD CIRRUS) (ΠΗΓΗ: HTTPS://WWW.METOFFICE.GOV.UK/WEATHER/LEARN-ABOUT/WEATHER/TYPES-OF-WEATHER/CLOUDS/HIGH-CLOUDS/CIRRUS).	89
ΕΙΚΟΝΑ Β. 8: ΝΕΦΗ ΘΥΣΣΑΝΟΣΩΡΕΙΤΕΣ (CLOUD CIRROCUMULUS) (ΚΑΤΣΑΦΑΛΟΣ, 2015).....	89
ΕΙΚΟΝΑ Β. 9: ΝΕΦΗ ΘΥΣΣΑΝΟΣΤΡΩΜΑΤΑ (CLOUD CIRROSTRATUS) (ΠΑΠΑΓΙΑΝΝΗΣ, 2020).....	90
ΕΙΚΟΝΑ Β. 10: ΝΕΦΗ ΣΩΡΕΙΤΟΜΕΛΑΝΙΕΣ (CLOUD CUMULONIMBUS) (ΠΗΓΗ: HTTPS://COMMUNITY.WINDY.COM/TOPI/7946/CUMULONIMBUS-THE-BIGGEST-BEAST-IT-THE-SKY).	90

ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΠΙΝΑΚΩΝ

ΜΕΡΟΣ Ι

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι.3. 1: ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗΣ ΓΙΑ ΟΛΟΥΣ ΤΟΥΣ ΜΗΝΕΣ ΚΑΙ ΟΛΑ ΤΑ ΜΗΚΗ ΚΥΜΑΤΟΣ ΞΕΧΩΡΙΣΤΑ.	36
ΠΙΝΑΚΑΣ Ι.3. 2: ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗΣ ΚΑΘ' ΟΛΗ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ (ΙΟΥΝΙΟΣ-ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 2021), ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΜΗΚΟΣ ΚΥΜΑΤΟΣ ΞΕΧΩΡΙΣΤΑ.	40

ΜΕΡΟΣ ΙΙ

ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ.4. 1: ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΓΕΩΜΕΤΡΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ (ΒΑΣΗ, ΥΨΟΣ, ΚΟΡΥΦΗ, ΠΑΧΟΣ), ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΑ ΒΟΧΡΛΟΤΣ.	72
ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ.4. 2: ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΒΑΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ (BASE) ΓΙΑ ΤΙΣ ΤΕΣΣΕΡΕΙΣ ΕΠΟΧΕΣ, ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΑ ΒΟΧΡΛΟΤΣ.	73
ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ.4. 3: ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ (TOP) ΓΙΑ ΤΙΣ ΤΕΣΣΕΡΕΙΣ ΕΠΟΧΕΣ, ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΑ ΒΟΧΡΛΟΤΣ.	74
ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ.4. 4: ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ (PEAK) ΓΙΑ ΤΙΣ ΤΕΣΣΕΡΕΙΣ ΕΠΟΧΕΣ, ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΑ ΒΟΧΡΛΟΤΣ.	74
ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ.4. 5: ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΒΑΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ (BASE) ΓΙΑ ΟΛΑ ΤΑ ΕΤΗ, ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΑ ΒΟΧΡΛΟΤΣ.	75
ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ.4. 6: ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ (TOP) ΓΙΑ ΟΛΑ ΤΑ ΕΤΗ, ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΑ ΒΟΧΡΛΟΤΣ.	76
ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ.4. 7: ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ (PEAK) ΓΙΑ ΟΛΑ ΤΑ ΕΤΗ, ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΑ ΒΟΧΡΛΟΤΣ.	76
ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ.4. 8: ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΠΑΧΟΥΣ ΤΟΥ ΝΕΦΟΥΣ (THICKNESS) ΓΙΑ ΟΛΑ ΤΑ ΕΤΗ, ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΑ ΒΟΧΡΛΟΤΣ.	76